27

ISSN 1346-9894

水研センター研報
Bull.Fish.Res.Agen.

水産総合研究センター
研究報告

27

平成21年３月

BULLETIN OF FISHERIES RESEARCH AGENCY

No. 27
March 2009

FRA
Fisheries Research Agency

独立行政法人 水産総合研究センター
神奈川県横浜市
FISHERIES RESEARCH AGENCY
Yokohama, Kanagawa, Japan

Library
Pacific Islands Fisheries Science Center
2570 Dole St. Honolulu, HI 96822-2396

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/bulletin-japan-fisheries-research-education-agency_2009-03_27

水産総合研究センター研究報告

第27号　　平成21年3月

目　次

(博士号論文)
九州南方での水温前線北上に伴う海況変動と海水交換に関する研究
斉藤　勉 …… 1

(博士号論文)
海氷が根室海峡の海洋構造と植物プランクトン現存量に与える影響に関する研究（英文）
清水幾太郎 …… 43

(博士号論文)
気候変化に対するスルメイカの日本海での分布回遊と資源量変動に関する研究
木所英昭 …… 95

(和文要旨) …… 191

水研センター研報，第27号，1－41，平成21年
Bull. Fish. Res. Agen. No. 27, 1-41, 2009

博士号論文

九州南方での水温前線北上に伴う海況変動と海水交換に関する研究[*1]

斉藤　勉[*2]

Variation of oceanographic conditions and sea water exchange associated with northward migration of the temperature front south of Kyushu, Japan

Tsutomu SAITO

Abstract As larvae and juveniles of Japanese jack mackerel, whose main spawning ground is the southern East China Sea, are transported to the waters off the southern coast of Japan by currents, they pass the Kuroshio front, south of Kyushu. With interest in the transport of larvae and juveniles, this study focused on the variation of temperature and velocity field south of Kyushu, and sea water exchange as the result.

The surface temperature front off the southern coast of Kyushu is known to migrate northward repeatedly, having about a 20 day cycle. In connection with the migration of the front, formation and northeastward propagation of a warm tongue-like structure, periodic change in the sea level at Nakanoshima, and formation of the eastward current through the Ohsumi Strait have been reported. Furthermore, it has also been reported that an anticyclonic Kuroshio meander and a cyclonic eddy developed by turns on the western side of the Tokara Strait has similar cycles. Their features, however, are known only fragmentarily. We tried to describe the time evolution of the front in a three-dimensional way. By CTD (Conductivity Temperature Depth recorder) and LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler), we carried out three-dimensional dense observations on temperature and velocity six times in the period 2000-2003. The observations were rearranged to give a sequence of temperature and velocity fields which described the evolution of the front, by using the north-south position of the front as an index. The rearrangement was justified by comparing with successive satellite images of sea surface temperature obtained in a different period.

The sequence of temperature and velocity fields showed that northward migration of the temperature front was an aspect of the formation, development and dissipation of an anticyclonic Kuroshio frontal eddy on the continental slope south of the Satsuma Peninsula. The following variation of temperature and velocity field then became clear. In the observation area, the anticyclonic meander of the Kuroshio north edge propagated eastward, and was developed as it approached the west coast of Yakushima, then the temperature front migrated northward and reached Yakushima. The further eastward propagation of the meander caused the formation and development of the anticyclonic eddy on the continental slope, south of the Satsuma Peninsula. Since the currents had the structure of reaching a

2008年11月25日受理（Received on November 25, 2008）
[*1] 九州大学審査学位論文（掲載に際し投稿規定に沿って一部修正した）
[*2] 中央水産研究所　〒236-8648　神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4 (National Research Institute of Fisheries Science, 2-12-4, Fukuura, Kanazawa, Yokohama, 236-8648, Japan)

depth of 300 m similar to the Kuroshio north edge, it was appropriate to view the eddy as a Kuroshio frontal eddy. The warm tongue-like structure in the sea surface temperature field was an aspect of the anticyclonic frontal eddy, and the migration of the front on the ferry route from Yakushima to Satamisaki occurred by northeastward propagation of the eddy. The eddy finally dissipated near the Satsuma Peninsula. There, the anticyclonic meander of the Kuroshio north edge propagated to the south of Yakushima. The sea level change at Nakanoshima was accompanied by the eastward propagation of the meander. Moreover, the anticyclonic frontal eddy was accompanied by the cyclonic frontal eddy in the west or southwest. The eastward current had a velocity of more than 100 cm/sec in the Ohsumi Strait.

The analysis was made on the water types south of Kyushu using CTD/LADCP data and towed ADCP data obtained from the observations when the strong eastward current was formed throughout the Ohsumi Strait. The results showed that the current transported the water which originated in the East China Sea from the southwest of Kyushu to the waters off the southern coast of Japan. The volume transported on the continental shelf around Tanegashima and Yakushima, corresponding to the Ohsumi Strait for the most part, measured by the towed ADCP was comparable with that of the Tsushima Warm Current. If the intensification of the eastward current through the Ohsumi Strait is a part of the velocity variation of the approximate 20 day cycles, it would be interesting that the strength of the variation may affect the quantity of the larva and juvenile of Japanese jack mackerel transported to the waters off the southern coast of Japan from the East China Sea.

Key words: temperature front, Kuroshio frontal eddy, Ohsumi Strait, water exchange, Japanese jack mackerel

---

目　次

第1章　序論
第2章　観測と資料
　2.1　CTD/LADCP 観測
　2.2　曳航式 ADCP/XBT 観測
　2.3　フェリー航走水温データ
　2.4　中之島の水位
　2.5　NOAA 衛星 SST 画像
第3章　水温前線の南北位置による観測結果の並替え
　3.1　表層水温と中之島水位の変動の関係
　3.2　並替えとその妥当性
第4章　並替えられた水温・流速場の変動
　4.1　黒潮北縁部の変動
　4.2　水温前線の北上
第5章　大隅海峡の東向流
　5.1　水塊輸送
　5.2　流速・水温断面の構造
第6章　議論
第7章　総括
謝　辞
参考文献
付録A　中之島水位と太平洋側マアジ資源量の変動の関係
付録B　LADCP 観測データと船底 ADCP データの比較

第1章　序　論

黒潮北縁の水温前線は黒潮前線と呼ばれ，そこにしばしば形成される高・低気圧性渦は黒潮前線渦と呼ばれる。東シナ海陸棚縁辺から九州南方の黒潮前線周辺域にはマイワシやマアジなどの水産資源の産卵場が形成されることから，これらの黒潮前線渦は，卵・仔稚魚輸送との関連で調査研究の対象となってきた。例えば，宮地（1989）は，東シナ海陸棚縁辺から九州南西方おける高気圧性の黒潮前線渦の形成過程とそれに伴う水塊輸送を調べ，マイワシの資源量増大期の九州南方における産卵場形成にこの渦が果たす役割について考察した。本研究においては，マアジの仔稚魚輸送という観点から，九州南方に形成される黒潮前線渦に着目した。この海域は，マアジの主産卵場である東シナ海南部から，その仔稚魚が日本南岸の沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となる。そのため，この海

域の黒潮前線渦に伴う水温・流速場の変動は，日本南岸でのマアジの資源量変動に対して直接的に何らかの影響を及ぼしている可能性がある。

本研究の調査対象海域の海底地形（Fig. 1-1）の特徴は以下の通りである。調査対象海域の東側にあたる大隅半島から種子島（TN），屋久島（YK）周辺に，九州東岸（日向灘）から連続する大陸棚（200 m以浅の領域）が分布する。この大陸棚上の，佐多岬（ST）と種子島の間に水深100 m程度の水路（大隅海峡）がある。また，屋久島南方のトカラ海峡に屋久新曽根

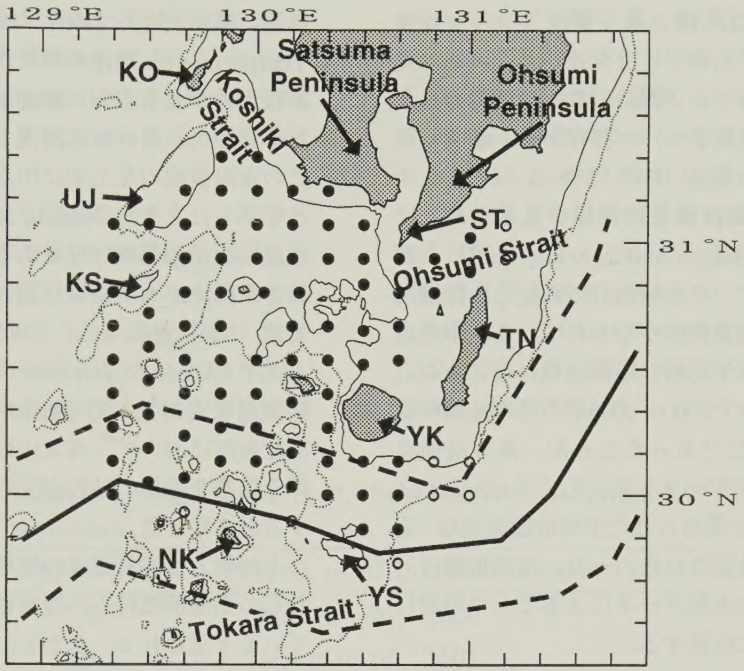


Fig. 1-1. Bottom topography south of Kyushu and locations of stations of CTD/LADCP observations. Black dots are 82 stations carried out in all observations. White dots are 11 stations carried out only in observations A-D. Depth contours of 200 m are shown by thin solid lines, and those of 500 m are shown by thin dotted lines. The mean position of the Kuroshio axis (the thick solid line)and its standard deviation range (between two thick dashed lines) are shown, following Yamashiro and Kawabe (2002). See Table 1-1 for abbreviations.

Table 1-1. Abbreviations of geographical names

Abbreviation	Geographical name
KG	Kagoshima
KO	Koshikijima-rettou (Islands)
KS	Kusagaki-guntou (Islands)
NK	Nakanoshima (Island)
NZ	Naze
ST	Satamisaki (Cape)
TN	Tanegashima (Island)
UJ	Uji-guntou (Islands)
YK	Yakushima (Island)
YS	Yakushin-sone (Rise)

(YS) が存在する。屋久新曽根の最浅部は水深140 m 程度であり，屋久島と屋久新曽根の間は水深400 m 程度の水路となっている。調査対象海域の西側には，九州西岸から甑島列島 (KO) にかけて分布する大陸棚の南西に，水深300 m 程度の水路 (甑海峡) を挟んで宇治群島 (UJ) 周辺の大陸棚が分布する。さらに，その南に草垣群島 (KS) がある。東西二つの大陸棚地形に挟まれた薩摩半島南岸には発達した大陸棚は見られず，南西方向に緩やかに傾斜した大陸棚斜面 (水深200 m から600 m 程度まで) が存在する。また，調査対象海域の南側に中之島 (NK) がある。

調査対象海域と黒潮流軸との関係を見るために，Fig. 1-1 に は，Yamashiro and Kawabe (2002) が1961～1995年の観測データを使用して推定した黒潮流軸の平均位置と標準偏差範囲が示されている。中之島と屋久新曽根は，この平均的な黒潮流軸付近にある。本研究の観測が行われた2000～2003年の黒潮流軸の位置も，ほぼこれと同じであったことが，衛星海面高度計データと漂流ブイデータを基にして Ambe *et al.* (2004) の方法によって求められた平均海面流速場 (安倍大介，私信) から確認された。一方，黒潮前線は，後述するフェリー航走水温データによると，平均的には屋久島の南岸付近に位置する。

九州南方の黒潮前線周辺域の水温・流速場および水位の変動には，いくつかの卓越周期が存在することが報告されている。例えば，Nagata and Takeshita (1985) は，屋久島沿岸における1978～1981年の水温の時系列に，20日，25日，60日の卓越変動周期を見いだした。Yamashiro and Kawabe (1996) は，トカラ海峡における黒潮流軸位置の指標である KPI (Kuroshio Position Index; Kawabe, 1995) の時系列を解析し，1984～1992年の間の卓越変動周期が１カ月，２カ月，4.6カ月であったことを示した。

最近では，これらの周期のうち30日より短い周期の変動が，黒潮前線の変動に伴うものであるとの見方が一般的である。Feng *et al.* (2000) は，トカラ海峡における1992～1996年の係留流速計データの解析から，海峡全体で相関をもった流速変動の卓越周期として３カ月と４カ月を，黒潮前線周辺域に相関が限定された流速変動の卓越周期として10～12日，20日，１カ月を報告した。一方，Nakamura *et al.* (2003) は，1997～2000年の KPI の時系列について，17～20日および35～90日の二つの周期帯で変動エネルギーが大きいことを指摘し，これらに対応するトカラ海峡西方での黒潮の蛇行をそれぞれ“Kuroshio front meander”および“Kuroshio path meander”と呼んで区別した。

九州南方の黒潮前線周辺域において20日程度の周期で起こる現象として，いくつかの興味深い事実が報告されている。Nagata and Takeshita (1985) は，鹿児島－名瀬間のフェリー航路周辺で水温前線が中之島付近から佐多岬へと北上する現象が存在することを報告した。黒潮前線が北西方向に舌状に張り出すように形成される表層の高温域は，暖水舌と呼ばれる。秋山・飴矢 (1991) は，衛星 SST (Sea Surface Temperature) 画像の解析から，水温前線の北上はこの暖水舌が北東方向へ移動することに伴う現象であると考察した。これらに関連して，秋山ら (1992) は，この水温前線の北上中に中之島の水位が極大となることを示した。また，Nagata and Takeshita (1985) は，水温前線が佐多岬付近にあるとき，大隅分枝流と呼ばれる東向流が大隅海峡に現れることを報告した。最近では，Nakamura *et al.* (2003) が，2000年６月の船底 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) による観測結果と衛星 SST 画像から，トカラ海峡西方の黒潮北縁部において，高気圧性渦あるいは低気圧性渦に伴う黒潮北縁部の蛇行が20日程度の周期で交互に発達すると考察した。

九州南方で20日程度の周期で起こると報告されたこれらの黒潮前線付近の現象は，相互に関連して起こっていると思われる。しかし，これらの現象を同時に観測し，その時間発展について記述した研究はこれまでにはなく，断片的な描像が得られているに過ぎない。また，これまでの個々の現象に関する記述も表層に限られ，深さ方向を含む三次元的な水温・流動構造についての観測的知見は得られていない。さらに，マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側に輸送される３～６月の中之島の水位の20日程度の周期変動強度と太平洋側のマアジ０歳魚資源量の経年変化を比較してみると，両者の経年的な増減が非常によく一致しており (付録A)，東シナ海系水の太平洋側への輸送と九州南方での20日程度の流速場変動との関係に興味がもたれる。

そこで本研究では，水温前線の北上に着目し，対象海域の水温・流速場の変化を，三次元的かつ時間発展的に記述することを試みる。水温・流速場の変動を段階的に追うために，複数回実施した空間的に密な CTD (Conductivity Temperature Depth recorder) と LADCP (Lowered ADCP) による観測の結果および中之島の水位データを，鹿児島－名瀬間のフェリー航走水温データから検出した観測時の前線の位置を指標として並べ替える。並替えで得られたデータセットに見られる暖水舌や水位変動の振舞を，他の期間に連続して得られた衛星 SST 画像および水位の時系列と比較し，その妥当性を検証する。そして，この並べ替えたデータセットを解析し，九州南方での水温前線の

北上に関わる三次元的な水温・流速場の変動を明らかにする。

また，マアジの仔稚魚輸送という観点から，Nagata and Takeshita (1985) で水温前線の北上との関連が示唆された大隅海峡の東向流についての詳細を明らかにする。具体的には，CTD/LADCP 観測データを解析し，東向流が東シナ海から太平洋側へ輸送する水塊について調べ，さらに曳航式 ADCP と XBT (Expendable Bathythermograph) による東向流の横断観測を行い，その流速・水温断面の構造を明らかにする。

本論文の構成は以下の通りである。まず，2章で，蒼鷹丸により実施した CTD/LADCP 観測および曳航 ADCP/XBT 観測の概要，使用したフェリー航走水温データ，中之島の水位データ，および衛星 SST 画像に関する説明とそのデータ処理方法について述べる。3章では，6回の観測結果の並替えとその妥当性について述べる。4章では，それを基にして，水温前線の北上に伴う水温・流速場の変動について述べる。5章では，大隅海峡の東向流の水塊輸送および流速・水温断面の構造について述べる。6章で，得られた結果を考察し，7章でまとめを行う。

第2章　観測と資料

2.1　CTD/LADCP 観測

水産総合研究センター所属の調査船蒼鷹丸（892トン）による計6回の調査航海（Table 2-1）で，九州南方の黒潮前線周辺域に格子状に配置した測点（Fig. 1-1）において，海面から海底近くまでの CTD/LADCP 観測を実施した。測点数は，Table 2-1 の観測 A ～ D においては93点，観測 E，F においては82点であった。観測対象海域の水深は全域にわたり 1,000 m 以下であった。

Table 2-1. Periods of CTD/LADCP observations by the RV Soyo-maru

Observation	Period of CTD/LADCP observation
A	June 15–20, 2000
B	March 9–14, 2001
C	June 17–22, 2001
D	March 9–13, 2002
E	June 21–25, 2002
F	March 8–12, 2003

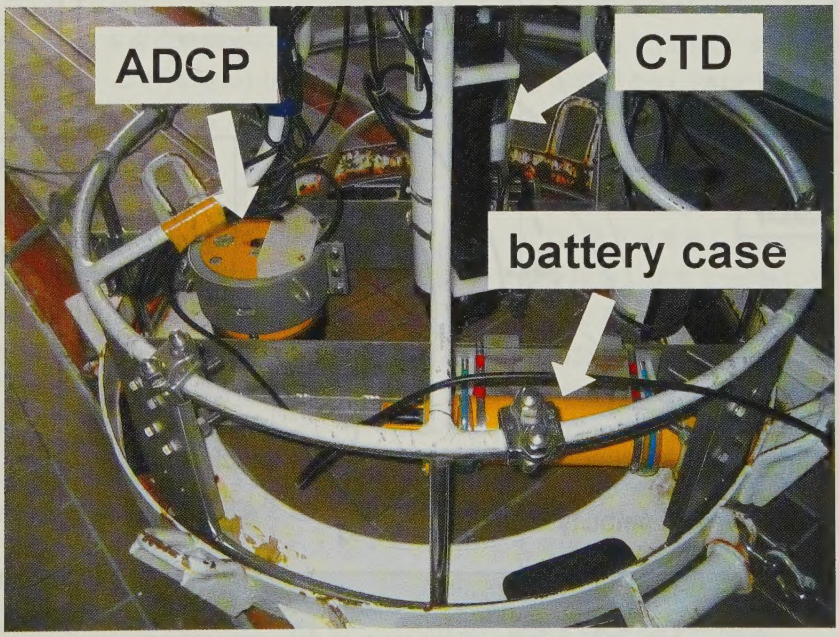


Fig. 2-1. Equipment for LADCP observation.

測点間隔は約15 kmで，黒潮前線に形成される暖水舌など，対象とする現象の空間スケール（30 km以上）を考慮して決定した。また，本研究においては，各観測結果を20日程度の周期変動の位相の異なる準スナップショットとして取り扱うため，6回の航海すべてにおいて各測点での観測を同じ順序で行った。各航海において，全測点の観測には5日程度を要した。

今回のLADCP観測においては，ADCPについてはRDI Workhorse ADCP（周波数300kHz，ビーム角20°）を，CTDについては蒼鷹丸に装備されているSBE 911 plus 24Hz CTDを使用した。ADCPは，バッテリーケースと共にCTDフレームにトランスデューサー（音波の送受波器）を下向きにして取り付けて使用した（Fig. 2-1）。ADCPのCTDフレームへの取付金具には，内蔵磁気コンパスへの磁場の影響を微小にするためにsus316ステンレス鋼を使用した。CTDを降ろす速度は1 m/secとし，降ろす最大深度は海底上50～100 mまでとした。

本研究では，水深が1,000 m以下の黒潮前線周辺域を対象としたLADCP観測システム構築を可能とする簡素な独自のデータ処理手法を検討した。その際，1)機器構成が簡素であること，2)同じ処理条件で対象海域における安定したデータ取得が可能であること，3)取得されたデータが常に一定の精度をもつこと，の三つを必要条件と考えた。その結果，ADCP降下中に等時間間隔で得られた個々の相対流速プロファイルを，各時刻のADCP水平移動速度を加算することにより絶対流速プロファイルに変換し，最後にこれらを単位深度毎に平均して，海面から海底までの一つの絶対流速プロファイルを得るという方法を試すことにした。各時刻のADCP水平移動速度は，その時刻の相対流速プロファイルと隣接する時刻の絶対流速プロファイルとの差の平均から順次推定した。この連鎖的処理の起点にはADCPが海底近くにある時刻にADCPのボトムトラッキング機能により得られた絶対流速プロファイルを使用した（Fig. 2-2）。

データ処理は，以下の【1】～【4】の手順で行った。

【1】ADCPデータの加工

データ処理で使用するADCPデータの項目は，①データ取得時刻，②ADCP姿勢データ（Pitch, Roll），③ボトムトラッキングデータ（ADCP水平移動速度，ADCPから海底までの距離），④各層相対流速（u, v, w）である。④は，10 m間隔20層（第1層はADCPトランスデューサーから2 m）のデータ

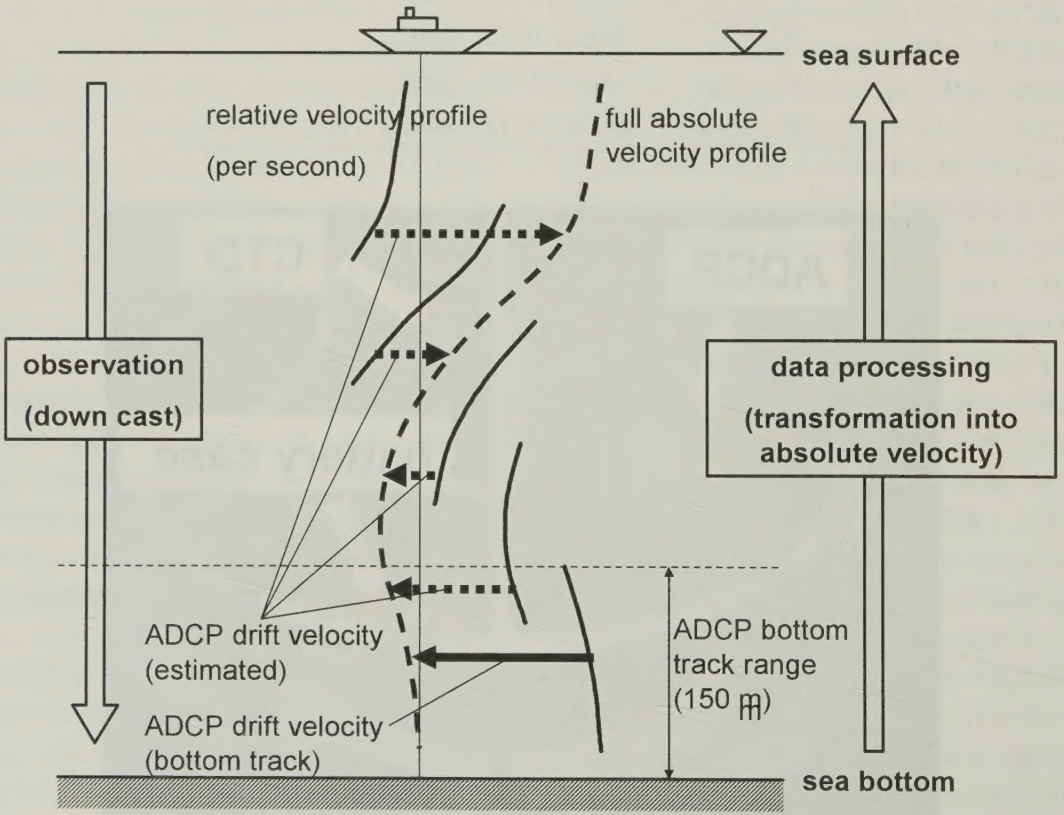


Fig. 2-2. Schematic diagram of data processing.

からなる。①～④を0.76秒間隔で取得した（1ピング毎）。実際の観測において，ADCPの測流範囲は120 m程度，ボトムトラッキング可能範囲は150 m程度であった。これらの範囲からはずれる③と④はエラーとなる。

また，ADCPは内蔵2軸傾斜計のPitch，Rollデータにより座標系を補正している（RDI，1997）。傾斜計の測定限界が27°であるため，それ以上ADCPが傾いていたときの③と④をエラーとした。

さらに，ADCPは内蔵の磁気コンパスを方位の決定に使用しているため，③と④に対して，地磁気偏角（真北と磁北のなす角度）の補正を施した。地磁気偏角については，国土地理院が地磁気測量で得られた全国各地の偏角値を2000年1月1日0時（世界時）の値に統一し，それらの値を用いて全国の偏角分布を緯度と経度の2次式で近似した式を公表している。この近似式を使用して各測点の緯度・経度から地磁気偏角を計算した。

上記の処理を施した0.76秒間隔のADCPデータを，内挿により1秒間隔のデータに変換した。

【2】ADCPデータとCTDデータの統合

1秒間隔のADCPデータを，同時に1秒間隔で取得したCTDデータ（使用するデータ項目は，データ取得時刻と圧力）と，データ取得時刻により統合した。その際，各時刻のADCPの深度および各観測層の深度をそれぞれ，以下の圧力の一次式で近似した式(1)，(2)から算出した。

$$\text{ADCP深度(m)} = \text{圧力(db)} \times 0.992 \quad (1)$$

$$\text{第n層深度(m)} = 2 + n \times 10 + \text{圧力(db)} \times 0.992 \quad (2)$$

ここで，係数の0.992は，日本南岸黒潮域の1,000 m以浅での利用を前提として，この海域の1,000 m深における深度と圧力の経験的関係である［1,000 m − 1,008 db］から決めた。

調査船の磁場の内蔵磁気コンパスへの影響を考慮し，海面から10 m以内にADCPがあるときの③と④をエラーとした。さらに，海底からの反射波の測定への影響を考慮し，海底から10 m以内となる層についての③もエラーとした。

この時点での処理データは，1秒間隔で，その項目は，⑤ADCP深度，⑥ボトムトラッキングデータ（ADCP水平移動速度，ADCPから海底までの距離），⑦各層深度および相対流速（u，v，w）である。⑦については④と同じく，10 m間隔20層のデータからなる。

【3】絶対流速の算出

ここで，以下に示すⅰ）～ⅱ）の手順で，⑦の相対流速プロファイルを絶対流速プロファイルに変換した。

ⅰ）観測（CTD下降時）の終盤のADCPが海底から150 m未満の距離にあったときの各時刻について，ボトムトラッキングにより得られたADCP水平移動速度（u_a，v_a）をその時刻の各層相対流速(u, v)に加算することにより各層絶対流速(U, V）を得る。

ⅱ）ADCPが海底から150 m以上の距離にあったときの各時刻について，下層（時間的にはその時刻より後）で得られた既に絶対流速化された10個（10秒間）のプロファイルを深度1 m毎に平均することにより求めた絶対流速プロファイルと，その時刻の相対流速プロファイルとの差の平均からその時刻のADCP水平移動速度（u_a，v_a）を推定した。それを，その時刻の各層相対流速（u，v）に加算することにより各層絶対流速（U，V）を得る。つまり，1秒ずつ時間をさかのぼりながら（海底から海面方向に），各時刻の相対流速プロファイルを絶対流速プロファイルに変換することになる。

次のプロセスにおいて，これらのデータに平均操作を施すことになることから，ここで，各時刻の20層の全データの中から質の悪いデータを可能な限り除去することが重要である。各層の絶対流速データを精査した結果，第1層～5層においては常時安定して良質のデータが取得できるが，他の層においてはデータにスパイクが多く見られた。そのため，第1層～5層のデータのみ使用することとし，それ以外の層のデータをエラーとした。また，CTDフレームの水中での鉛直的な移動（約1 m/sec）の際に生じる後流による測流への影響がない（ADCPのトランスデューサーは下向き）CTD下降時のデータのみ使用するために，第1層の相対流速成分wが30 cm/sec未満の時刻のデータもエラーとした。このとき，観測層の間隔を10 m，CTD降下速度を1 m/secとすると，海面近くと最下層を除き，深度1 m毎に5データ程度が得られることになる。Fig. 2-3(a)は，2002年3月11日に種子島南方の黒潮北縁部の測点（30° N，131° E，水深1,080 m）で得られたデータについて，ここまでの処理を施して得られた各時刻の絶対流速ファイル（1,017個）をすべてプロットしたものである。

この時点での処理データは，1秒間隔で，その項目は，⑧各層深度および絶対流速（U，V）のみである。⑨については，10 m間隔5層のデータからなる。

【4】流速プロファイルの完成

ここで，海面から海底までの一つの絶対流速プロフ

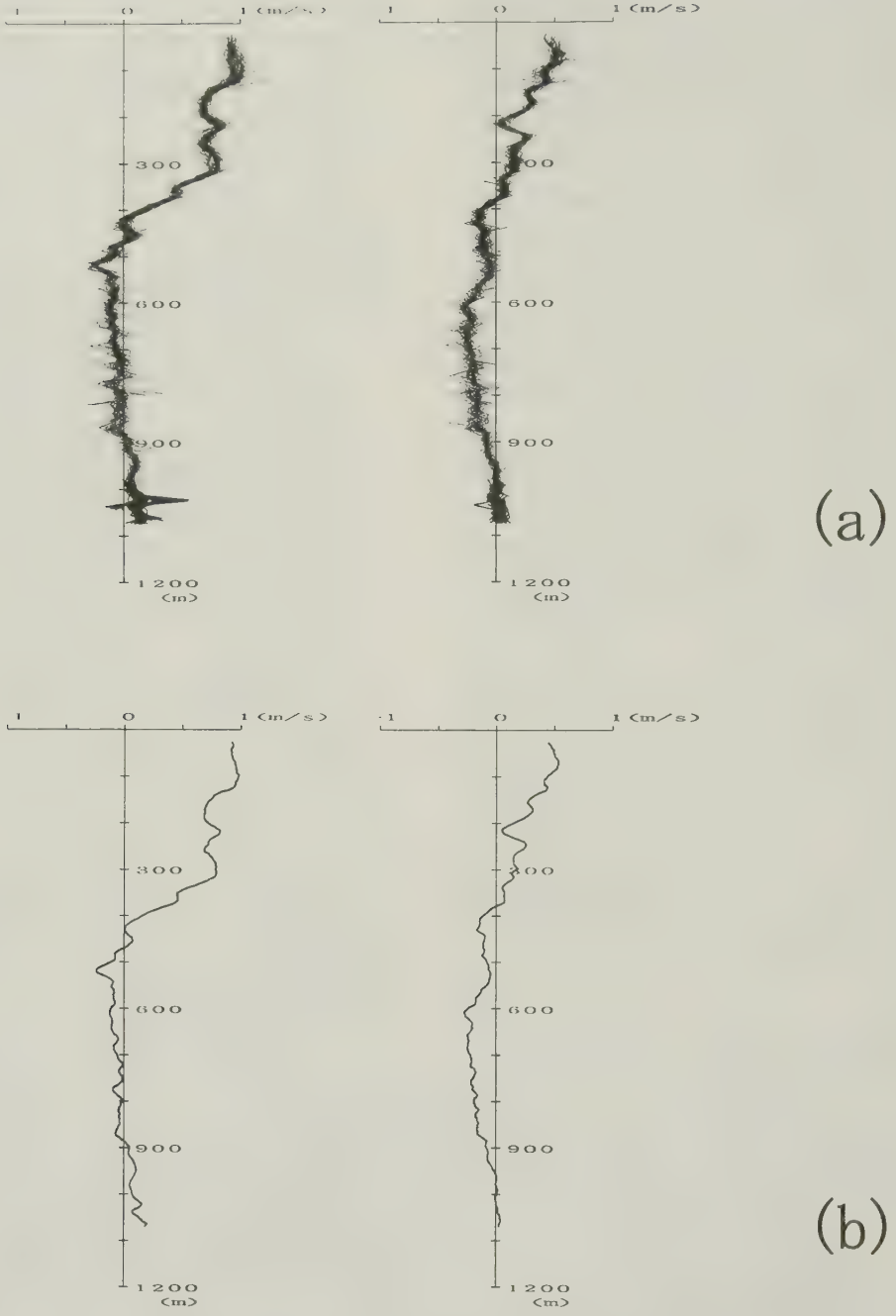


Fig. 2-3. 1017 velocity profiles (each is composed of 5 depth layers with 10 m interval) sampled per second after transformation into absolute velocity (a), and full velocity profile obtained by averaging them every 1 m and smoothing them by 10 m (11 data) running mean (b). Eastward and northward component are shown on the left and the right respectively. Data obtained at the station in the Kuroshio northern edge (30° N, 131° E, depth 1080 m) on 11 March 2002 are used.

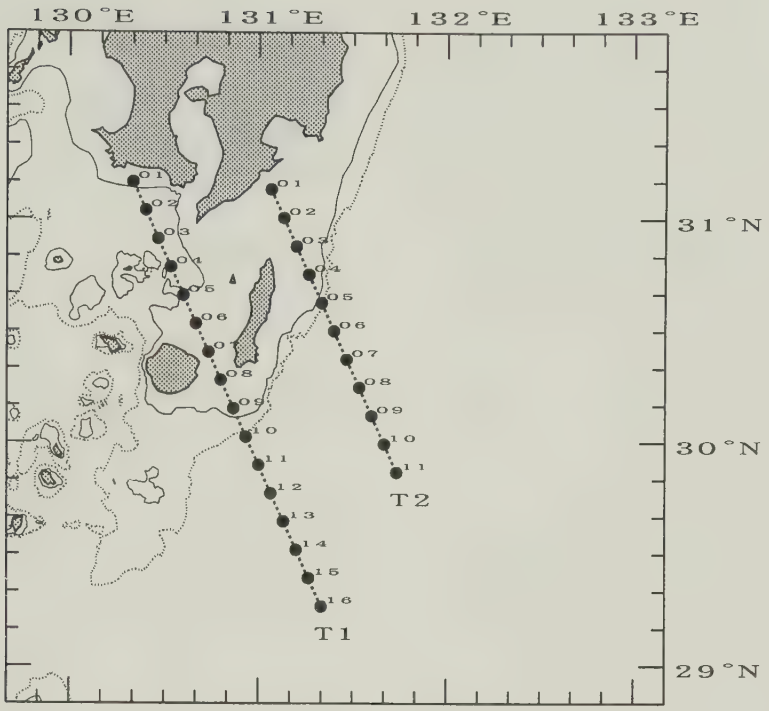


Fig. 2-4. Locations of towed ADCP observation lines (T1, T2) and XBT observation stations (black dots) carried out on 21-22 June 2000, just after the observation A. Depth contours are identical with those in Fig. 1-1.

ァイルを得るために，1秒間隔のすべての絶対流速プロファイル⑧を深度1 m毎に平均する。さらに，⑧の観測層の間隔が10 mであることに起因するノイズを平滑化するために，鉛直方向に10 m（11データ）移動平均をとり，最終的な1 m間隔の絶対流速プロファイルを得る（Fig. 2-3(b)）。この絶対流速プロファイルは深度1 m間隔のデータであるが，このデータを使用して解像できる現象の鉛直空間スケールは10 m程度ということになる。

なお，このデータ処理方法で得られたデータの精度評価のため，蒼鷹丸の船底ADCPが故障していた観測Bを除く5回の調査航海で得られたデータについて，船底ADCPデータとの差のrms値を算出した結果，500 mまでの各深度間および各調査航海間に大きな違いは見られず，いずれも15 cm/sec程度であった。九州南方の水平流速場の空間変動特性を把握するために各深度について算出した流速の標準偏差は，36～340 m深の8層においては，このrms値より大きく，これらの深度における水平流速場の空間変動についての記述は十分可能であると言えた（付録B）。

2.2 曳航式ADCP/XBT観測

観測Aの直後（2000年6月21～22日）に，Fig. 2-4の二つの測線T1，T2において，曳航式ADCP観測による流速観測を実施した。また，その観測中に，約15 km間隔の測点（測線T1で16点，測線T2で11点）でXBT観測による水温観測を実施した(Fig. 2-4)。XBT観測では，鶴見精機社製のT-7プローブ（深度800 mまでの観測が可能）を使用した。

曳航式ADCP観測は，Kaneko *et al.* (1990) と同様の方法で行った。九州大学応用力学研究所で開発された固定翼型曳航体（EIKO）と同型の曳航体に，RDI 150 kHz BB-ADCPを組み込んで使用した。曳航体のサイズは233×970×550 cmと，RDI 150 kHz NB-ADCPを組み込んだEIKOよりも若干大きく設計されており，曳航体とADCPを合わせた重量は280 kgである。ただし，水中では，0 kgとなるように浮力調整されている。曳航体の最後尾には，曳航中の姿勢を安定させるために7 mのロープでフロート（直径30 m）を一つ取り付けた。データケーブルは，ADCPデータのリアルタイムでの取り込みとADCPへの船上からの電力供給を行うためRS422ケーブル

を使用し，ケブラーロープと一体化した構造としてそれ一本で曳航した。船尾からのケーブル長を75～80 m，船速を対水8 knotで観測を実施した。このとき，曳航時の曳航体の深度は約10 mとなった。曳航体の姿勢については，ADCPに内蔵されている2軸傾斜計によるpitch/rollデータを船上で監視することができる。傾斜計の測定範囲は±20°であり，ADCPはそのデータを使用して流速データの座標変換を行っているため，pitch/rollが±20°となると測流不能となる。しかし，今回の観測においては，pitch/rollは±10°未満で安定し，良好なデータを得ることができた。

ADCP観測は，8 m間隔50層の設定で行った。曳航体の深度を10 mとして，第1層は27 m深となる。データ処理は，以下のi）～iv）の手順で行った。i）ADCPにより1分間隔で取得した相対流速（20ピング平均）に対し，LADCP観測と同様に（曳航式ADCPも内蔵磁気コンパスを使用する）地磁気偏角の補正を施す。ii）Joyce (1989) の方法により求めたADCPトランスデューサーと内蔵コンパスとの間の取り付け誤差角度（-2.2°）の補正を施す。iii）時間10分の移動平均を施す。これに船上において5秒間隔で取得したDGPS (Differential Global Positioning System) の位置データから推定した船速（10分間隔の2データから算出した5秒間隔の船速に1分移動平均を施したもの）を加算して絶対流速に変換する。iv）内挿により緯度1分間隔のデータを作成する。

2.3 フェリー航走水温データ

鹿児島県水産技術開発センターは，鹿児島－那覇航路（名瀬を経由）の定期フェリー「なみのうえ」(6,586トン）に水温計を設置して表層水温観測を実施している。その観測データを，6回のCTD/LADCP観測の前後128日間について処理した。鹿児島（KG）－名瀬（NZ）間の往復路において，時間5分毎に記録されていたデータを内挿して，緯度2分毎のデータに変換し解析に使用した。海況により航路を大きく外れて航行したときのデータを除外した結果，使用データの総数（航跡数）は327となった（Fig. 2-5）。このフェリーは，鹿児島－那覇を4日ごとに1往復し，片道の航行には11～12時間を要した。また，この区間における運行時刻は往復路とも夜間に当たり，その間隔はおおむね2日であった。厳密には往復路のデータ間の時間間隔は緯度によって異なるが，今回は各緯度のデータをそのまま一律に2日間隔として扱った。このデータを使用する目的が時間スケール10～20日程度の水温前線の北上の抽出であることから，この処理方法で問題はないと考えられる。

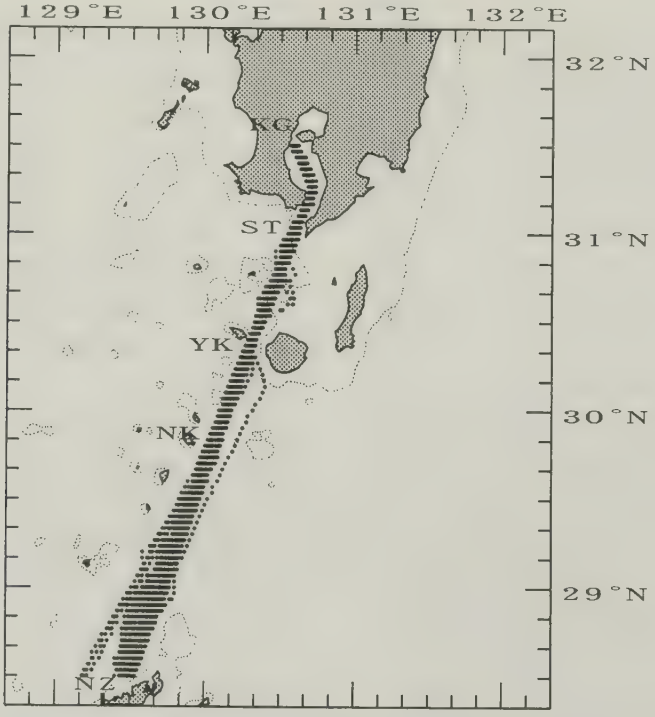


Fig. 2-5. Positions of sea surface temperature data obtained by a ferry boat. See Table 1-1 for abbreviations. Depth contours of 200 m are shown by dotted lines.

2.4 中之島の水位

黒潮流軸の平均位置付近に位置する中之島の水位を，黒潮北縁部の位置の変動の指標として利用した。

日本海洋データセンター（JODC）のJ-DOSS（JODC Data On-line Service System）から提供を受けた2000～2003年の中之島の毎時水位データ（海上保安庁観測）を以下の手順①～④で処理した。

① 48時間タイドキラーフィルター（花輪・三寺，1985）により毎時水位データから潮汐成分を除去した。

② 日平均データを作成した。

③ 農林水産省の農学情報資源システムのWebサイトから入手した屋久島の日平均海面気圧データ（気象庁観測）を使用して，1,013 hPaを基準に［-1 cm/+1 hPa］として気圧補正を行った。都合により中之島のデータが使えなかったが，両者の気圧差は小さく，今回の解析結果にはほとんど影響がないと考えられる。

④ フェリー航走水温データと同様に，6回のCTD/LADCP観測の前後128日間のデータを抽出し，各期間平均からの偏差を算出した。

さらに，20日程度の周期変動について検討するために，上記128日間の処理データから周波数解析により14～26日の周期帯の成分を抽出した。具体的には，128日間の水位データを高速フーリエ変換法によりフーリエ成分に変換し，その中の波数5～9の成分のみを逆変換することにより14～26日の周期帯成分の128日間の時系列を再構成した。

2.5 NOAA衛星SST画像

農林水産省の農学情報資源システムのWebサイトから入手した，日合成NOAA（National Oceanic & Atmospheric Administration）衛星SST画像を使用した。この画像は，1日に4～6回程度受信された画像データを合成して作成されている。2000年4月29日～5月14日の期間中，対象海域にほとんど雲のない日合成画像が，3日間隔で得られたのでこれを使用した。

第3章 水温前線の南北位置による観測結果の並替え

3.1 表層水温と中之島水位の変動の関係

Fig. 3-1(a)～(f)の上段に6回のCTD/LADCP観測の前後128日間の鹿児島（KG）－名瀬（NZ）間のフェリー航走水温の時間変化を示す。各航走について水温前線の位置を示すため，各図における128日間の水温データの佐多岬（ST）－中之島（NK）間での平均値（m）と標準偏差（σ）を算出し，水温が$m \pm 1.5\sigma$の範囲に入る領域で南向きの水温勾配（緯度8分間のデータから算出）が0.07℃／km以上となるところに黒丸を表示した。Fig. 3-1の中央の2本の太い破線で挟まれた期間A～Fは，6回のLADCP観測期間を示す。6回の観測期間すべてにおいて，14日程度の時間スケールで屋久島（YK）の南から佐多岬（ST）方向への水温前線の北上が起こっていた。それらの期間をFig. 3-1にブロック矢印（長さは14日とした）で示す。

Fig. 3-1(a)～(f)の下段に同じ128日間の中之島の水位偏差の時系列を示す。6回の観測期間A～Fに起こっていた水温前線の北上と対照すると，秋山ら（1992）の報告どおり水温前線の北上中に中之島の水位にピークが現れている。さらに詳細に見ると，これらの前線の北上およびその前後に見られた前線の北上のいずれにおいても，前線が屋久島と佐多岬の間にあるときに中之島の水位の14～26日周期帯成分が極大となっている。このことは，水温前線の北上が20日程度の周期で起こっていたことを示している。ただし，前線の北上自体は14日程度で屋久島の南から佐多岬にまで達している。

次に，フェリー航走水温データで検出された水温前線の北上の一つの例を，同時に得られた連続した衛星SST画像と対照する。Fig. 3-1（a）の期間G（2000年4月26日～5月17日）の部分を拡大してFig. 3-2に示す。この期間に起こった屋久島の南から佐多岬方向への水温前線の北上は，15日程度の時間スケールを持つ（4月27日～5月12日に北上）。その間の中之島の水位は16日程度の周期で正弦関数的に変化し，北上中の水温前線が屋久島と佐多岬の間にあるとき（5月5日）に極大となっている。この期間中に3日間隔で連続した6枚のNOAA衛星SST画像が得られていた。それらをFig. 3-3に示す。黒潮前線における暖水舌（矢印）の形成とその北東方向への移動が見られ，それに伴って水温前線が北上している。これは，秋山・飴矢（1991）の考察と符号する（ただし，彼らは連続した衛星SST画像は示していない）。

3.2 並替えとその妥当性

水温前線の北上に伴う三次元的な水温・流速場の変動を段階的に追い，時間発展的に記述するために，6回のCTD/LADCP観測結果を，観測時のフェリー航路上の水温前線の南北位置を指標として並べ替え，その妥当性を検証する。

Fig. 3-1の期間A～Fの部分を拡大して，フェリー航路上の水温前線が南にあるものから順にB→F→

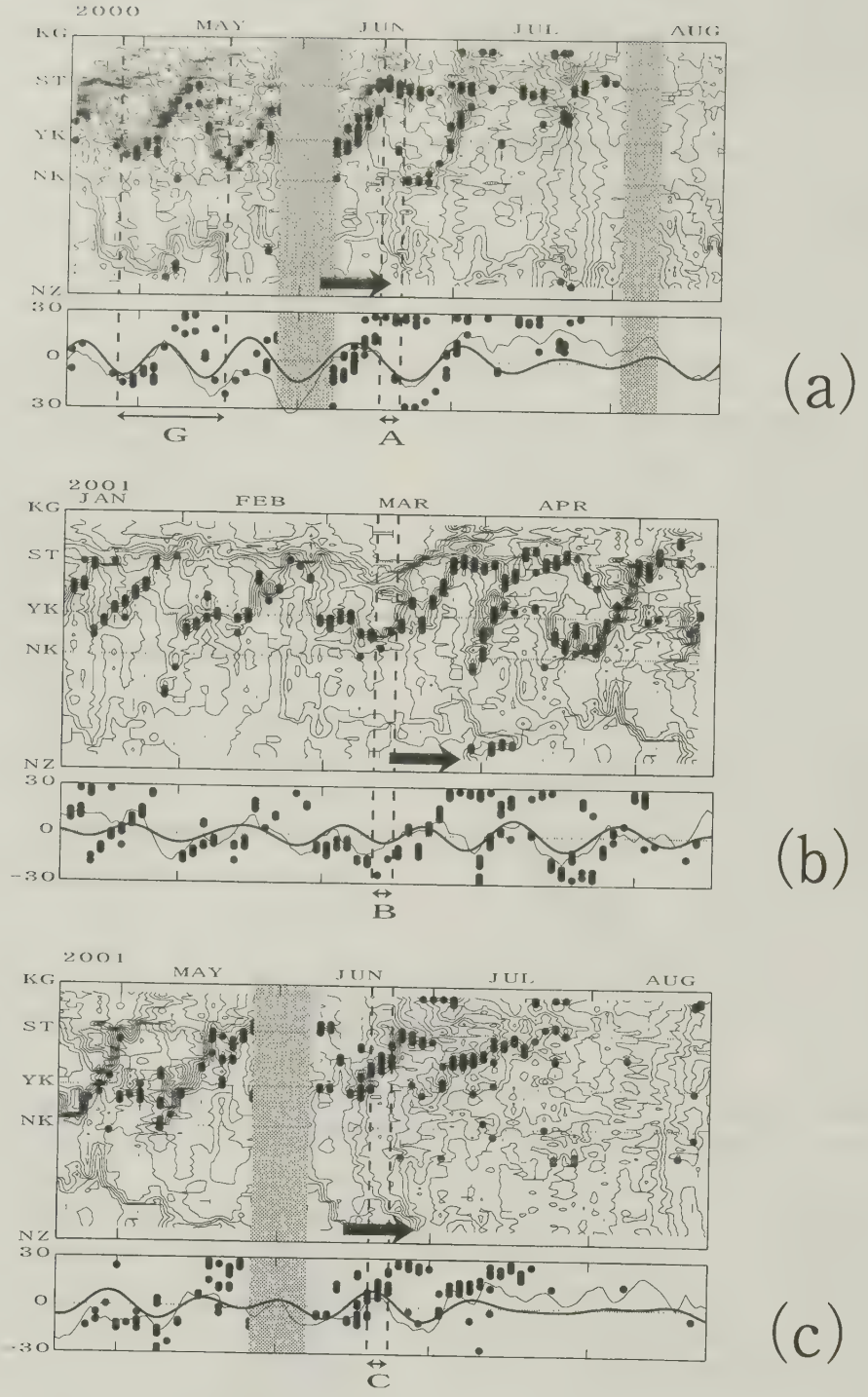


Fig. 3-1. Time-latitude diagrams of the surface temperature observed by a ferry-boat between Kagoshima (KG) and Naze (NZ) (upper panel) and time series of the sea level anomaly (in cm) at Nakanoshima (NK) (lower panel) during 128 days around CTD/LADCP observations of A to F (panels (a) to (f)). In upper panels, temperature is shown by isotherms with contour intervals of 0.5 ℃. Dots indicate positions of surface temperature fronts. The block arrow shows the period of northward migration of the temperature front. Shadow shows lack of ferry-boat data during 5 days or more. In lower panels, the thin line shows the original data, thick line shows the component of 14–26 day period, and dots show the front positions between Nakanoshima (NK) and Satamisaki (ST), which are copied from upper panels. The period G shown in panel (a) is expanded in Fig. 3-2 and should be compared with Fig. 3-3.

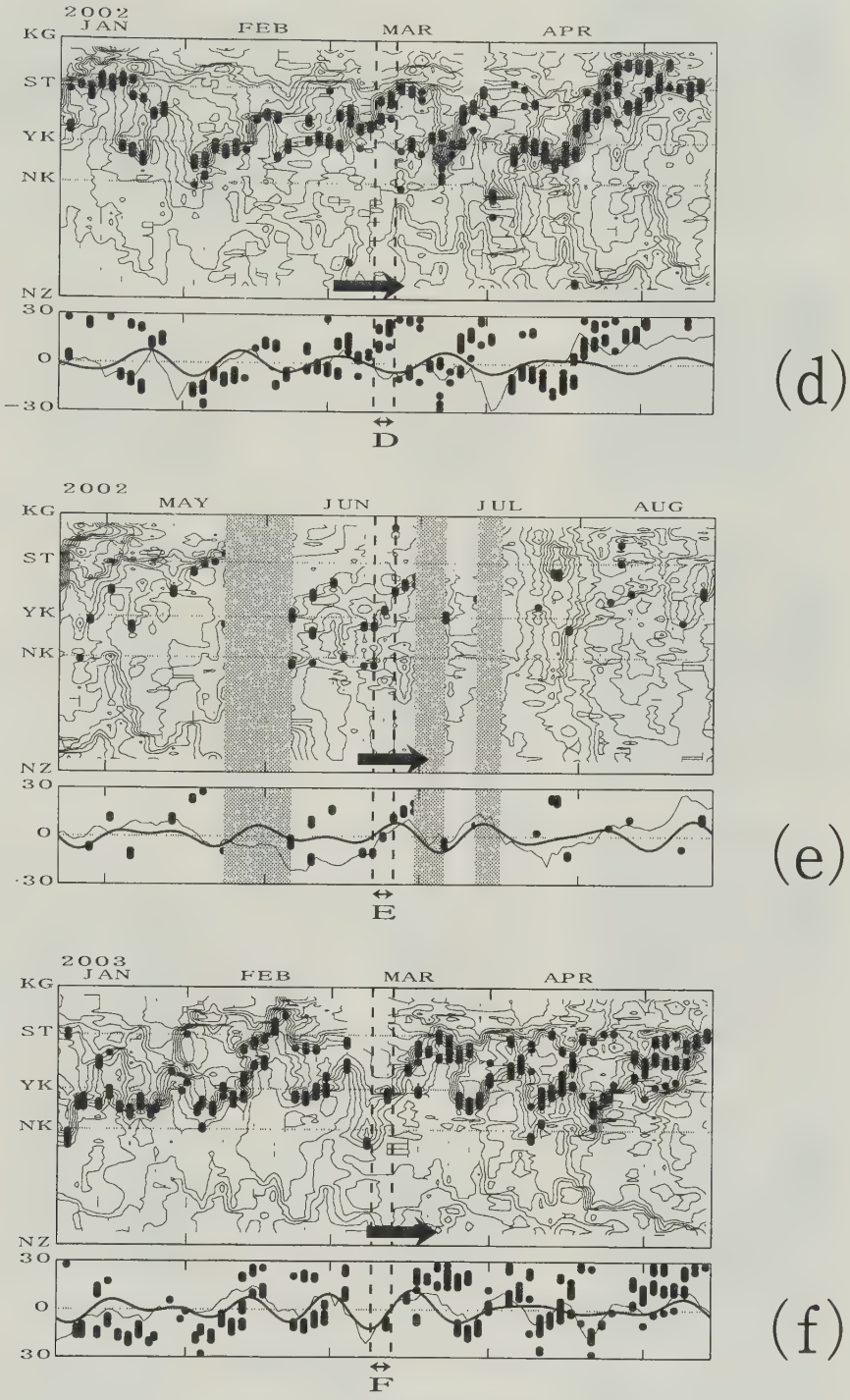
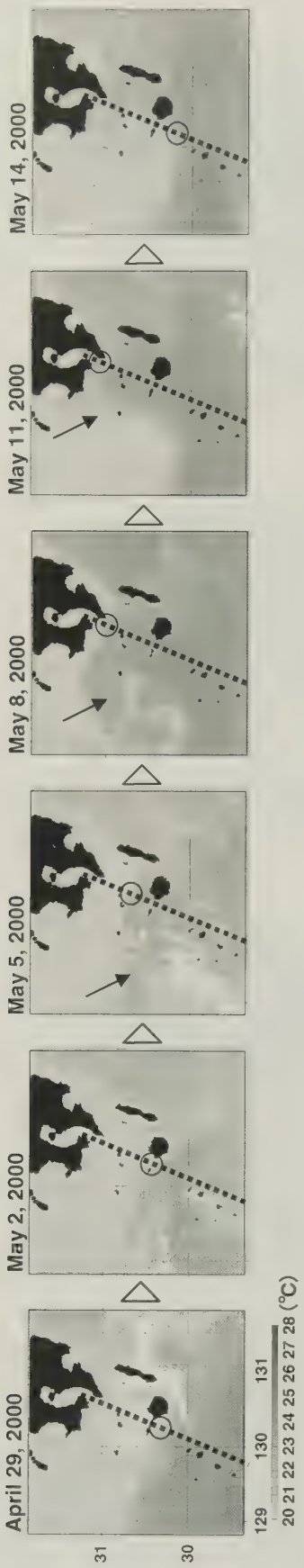


Fig. 3-1. Continued.



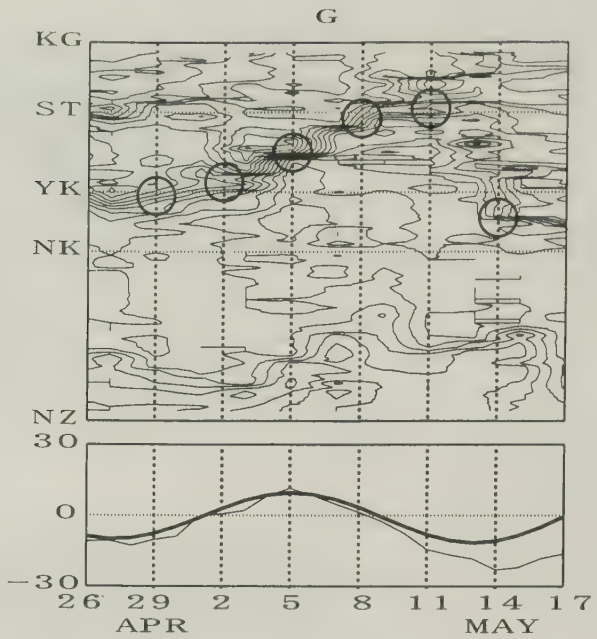


Fig. 3-2. Same as Fig. 3-1 but for the period G shown in Fig. 3-1(a). Circles indicate positions of the temperature front derived from the ferry-boat surface temperature data.

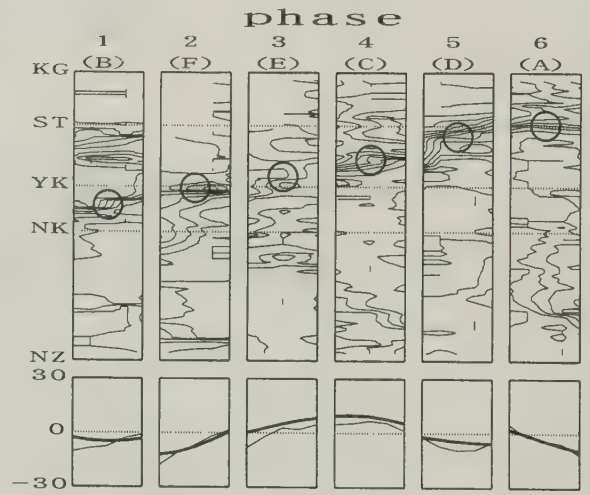


Fig. 3-4. Same as Fig. 3-1 but for the sequence of observations of A to F. Rearrangement has been made in the order of observations B, F, E, C, D and A, following the north-south position of temperature front, which is shown by the circle.

Fig. 3-3. The sequence of satellite images of sea surface temperature obtained at three day intervals during the period G (Fig. 3-2). The dotted line shows the ferry-boat route and the circle shows the position of temperature front as shown in Fig. 3-2. Arrows indicate the warm tongue-like structure.

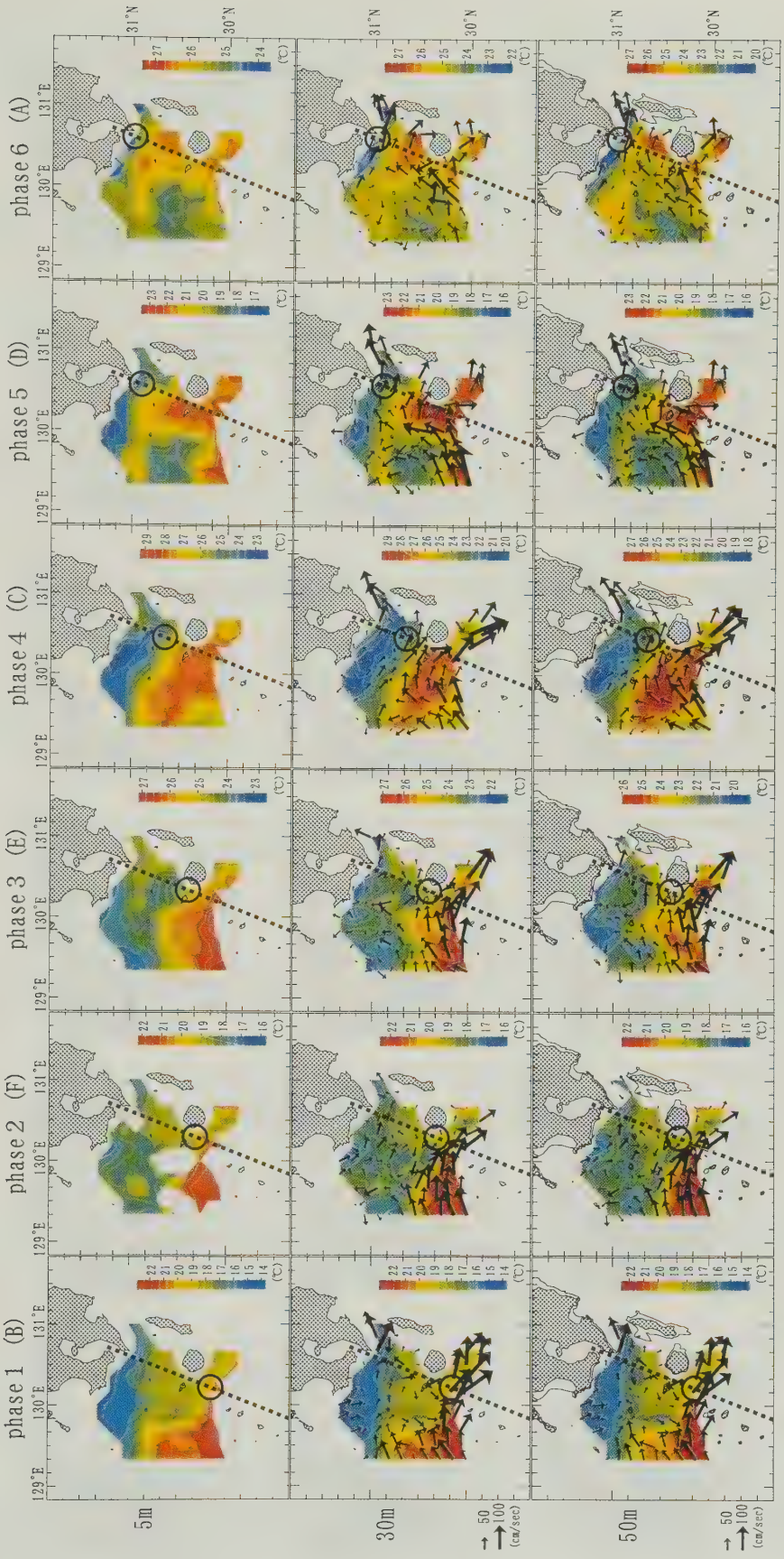


Fig. 3-5. The sequence of horizontal distributions of temperature and velocity at nine selected depths (5 m, 30 m, 50 m, 100 m, 150 m, 200 m, 300 m, 400 m, and 500 m), after the rearrangement shown in Fig. 3-4. Panels show only temperature at 5 m, and panels show temperature and velocity at 30 m. At other depths, panels show temperature and velocity together with depth contours of the depth. Temperature is shown in color, with color bars different among panels. Velocity is shown by arrows, whose scale is displayed in the left margin. The dotted line shows the ferry-boat route and the circle shows the position of temperature front shown in Fig. 3-4.

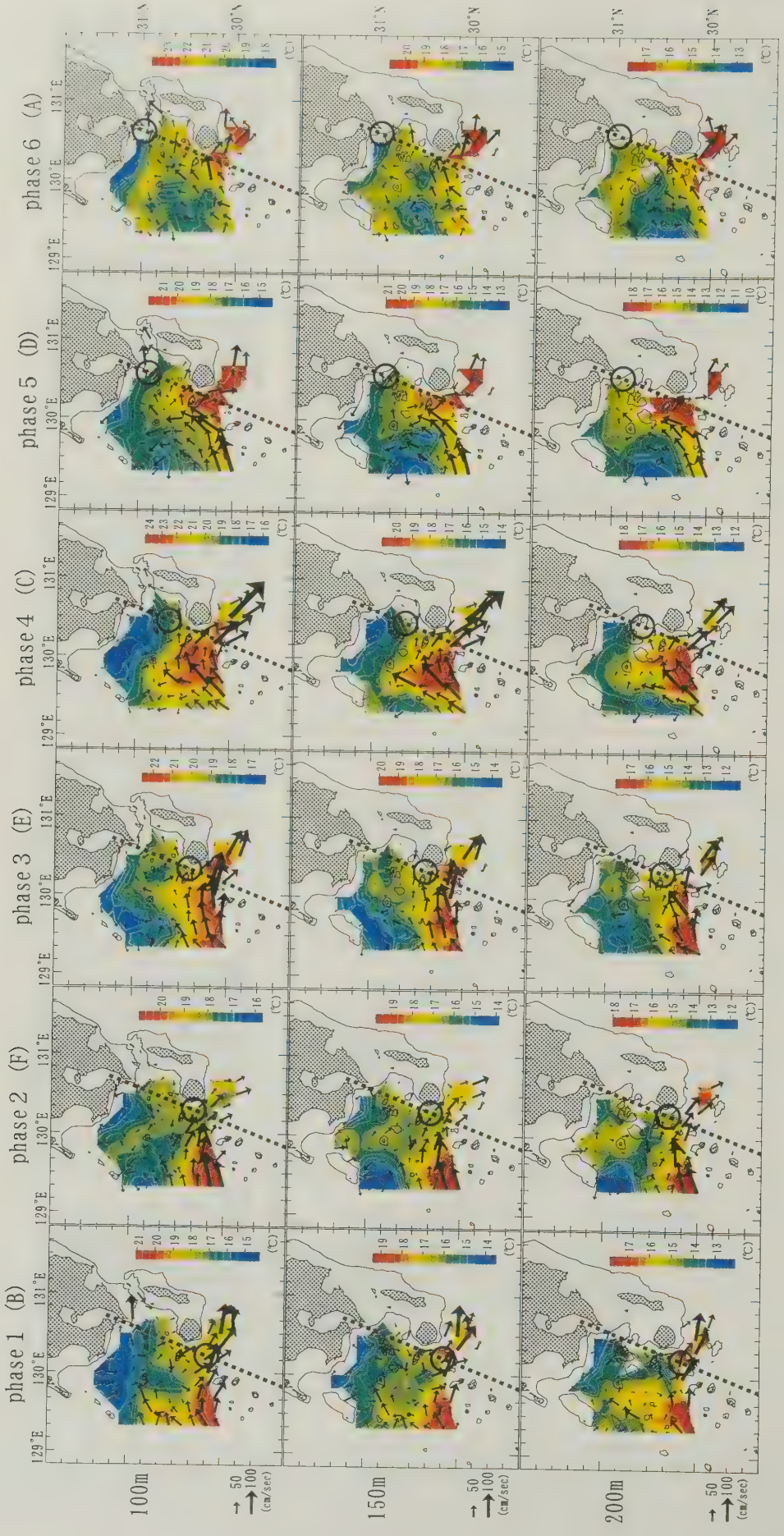


Fig. 3-5. Continued.

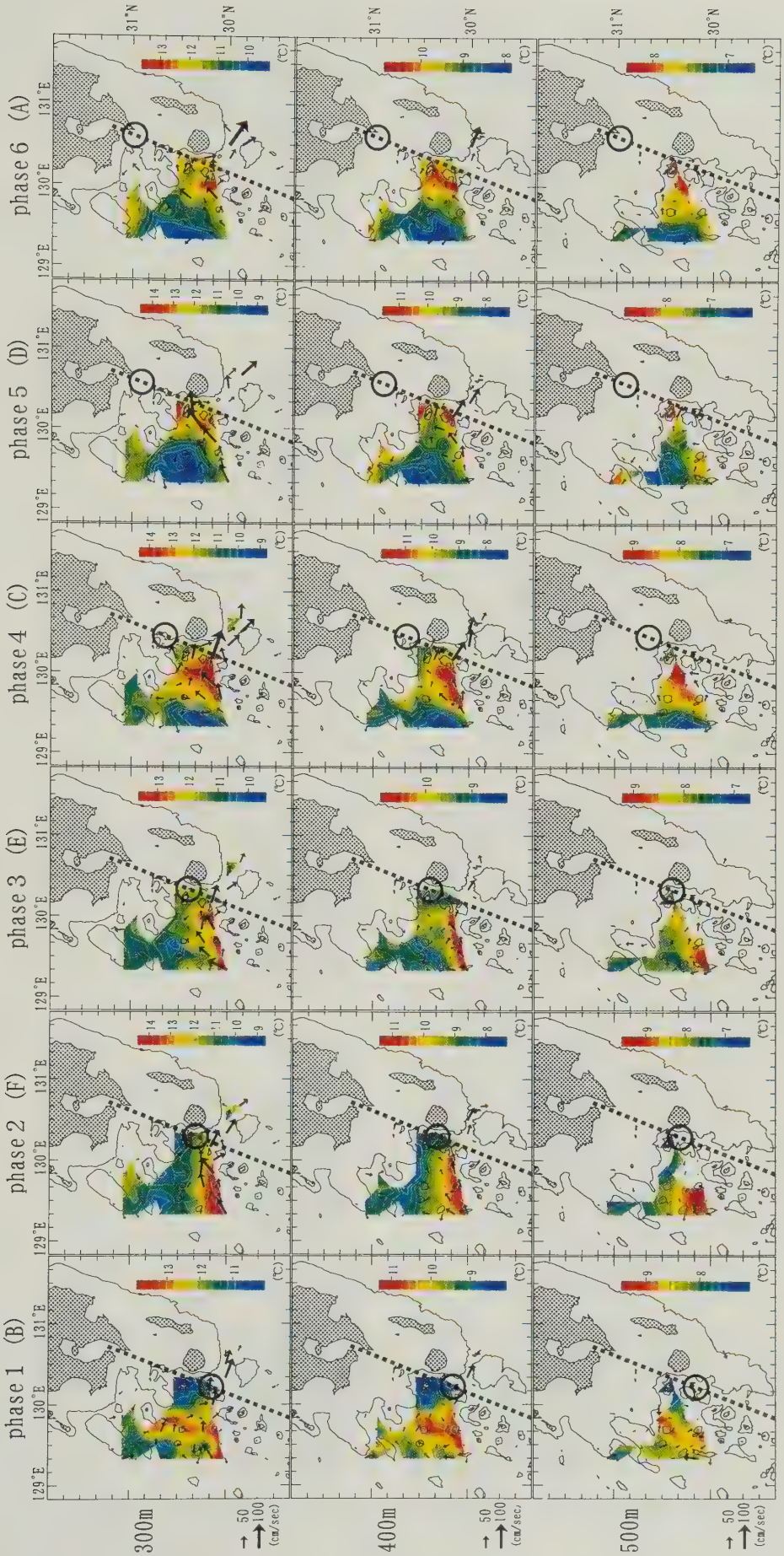


Fig. 3-5. Continued.

E→C→D→Aと並べ替えるとFig. 3-4のようになる Fig. 3-4において，水温前線は屋久島の南から佐多岬まで北上し，その間の中之島の水位は，各観測期間での平均値や変動の振幅の違いに起因すると考えられるばらつきが見られるものの，ほぼ正弦関数的で連続的な変化を示している。この変動パターンは，水温前線が屋久島と佐多岬の間にあるとき（期間C）に，中之島の水位の14～26日周期変動が極大となるという点も含め，期間G（Fig. 3-2）で水温前線の北上が見られた15日間（2000年4月27日～5月12日）の変動パターンとよく似ている。

そこで今後，フェリー航路上の水温前線が南にあるものから順のB→F→E→C→D→Aの並びをphase 1から6と呼ぶ。

次に，6回の観測で得られた5 m，30 m，50 m，100 m，150 m，200 m，300 m，400 mおよび500 m深の水温・流速分布を上記と同じ順に並べるとFig. 3-5のようになる。各観測の実施年月が異なることから，季節・経年変動などの長周期成分の影響を取り除くため，Fig. 3-5の水温場の表示では，各観測について82測点の平均値（m）と標準偏差（σ）を求め，$m \pm 2\sigma$の範囲で水温レンジを設定した。各観測時のフェリー航路上の水温前線の位置（Fig. 3-4）は，5 m深における水温前線の位置とよく一致している。また，5 m深の水温場の黒潮前線を見ると，phase 4～6において暖水舌が形成され，北東方向に移動するパターンを示している。その暖水舌の規模と位置の変化は，期間Gに連続して得られた衛星SST画像の時系列（Fig. 3-3）の3～5枚目（2000年5月5日～5月11日）に見られるものとよく一致している。

さらに，フェリー航路上の水温前線の位置は，30～200 m深の水温場における水温前線の位置ともよく一致している。そして，phase 4～6において，5 m深と同様に，舌状の高温域が形成され，北東方向へ移動するパターンを示している。これらの結果は，フェリー航路上で見られる水温前線および暖水舌が，海面から少なくとも200 m深に及ぶ構造をもっていたことを示している。今後この論文では，表層だけではなく中層にも及ぶ舌状の高温域を，暖水舌と呼ぶこととする。

ところで，200 m深の水温場の並びにおいて，黒潮北縁部の蛇行の峰に対応する高温域（phase 4～6では暖水舌の根元部分と明確には区別できない）の位置が，phase 1からphase 6の順に西から東へと移動するのが分かる。この高温域では，黒潮北縁部の主水温躍層が深くなっており，上層の暖水が厚くて海面水位が高い。中之島の水位（Fig. 3-4）は，この高温域が西から近づくphase 1～3で上昇し，その位置が中之島のほぼ真北となるphase 4でもっとも高く，東へ遠ざかるphase 5～6で下降している。つまり，phase 1～6の200 m深の水温場の並びは，中之島の水位変動と整合的である。

以上のように，このphase 1～6の観測結果の並びは，他の期間に連続して得られた衛星SST画像の時系列および中之島の水位変動と対照した結果，暖水舌の形成および北東方向への移動に伴って水温前線が北上することや，水温前線の北上中に中之島の水位が極大となることなど，多くの共通点がある．さらに，200 m深の水温場における黒潮北縁部の高温部の位置の変化も連続的であり，中之島の水位の20日程度の周期変動をよく説明している。従って，この並替えで得られた水温・流速場のデータセットが現象の時間的発展を十分に捉えていると判断することができる。

第4章　並替えで得られた水温・流速場の変動

並替えで得られたデータセットを基にして，九州南方での水温前線の北上に伴う三次元的な水温・流速場の変動について調べる。Fig. 3-5の30 mおよび200 m深の水温・流速場の平面図の並替えをFig. 4-1に再掲載する。その他に，3本の測線L1，L2，L3（Fig. 4-2）の断面図に関する並替えを行いFig. 4-3に示す。ここで，測線L1は，Yamashiro and Kawabe (2002)の黒潮流軸の平均位置と平行に黒潮北縁部に，L2は，phase 4～6の暖水舌の中心付近を横切る方向に，L3は，その暖水舌の先端近くを横切る方向に配置してある．L1，L2，L3の位置は，Fig. 4-1にも示されている。また，Fig. 4-4に，30 m深の流速分布を並べ替えた結果（Fig. 4-1）を模式化した図を示す。

4.1　黒潮北縁部の変動

最初に黒潮北縁部（K）の水温・流速場の変動について調べる。

黒潮北縁部は，Fig. 4-1の200 m深の流速分布でおおむね50 cm/sec以上の流れがある部分に相当する。Kの30 m深における流速は，屋久島の西で80～120 cm/sec程度である。Kはphase 1～6の30 mおよび200 m深のいずれにおいても，観測領域内で蛇行して峰を形成し，屋久島－屋久新曽根間の水路を通過し太平洋側へと延びている。このKの蛇行の峰は，3.2節で述べたように，200 m深の水温場において高温域となっており，phase 1～3で西から中之島に近づき（中之島の水位が上昇），phase 4で中之島のほぼ真北となり（中之島の水位が極大），phase 5～6で中之

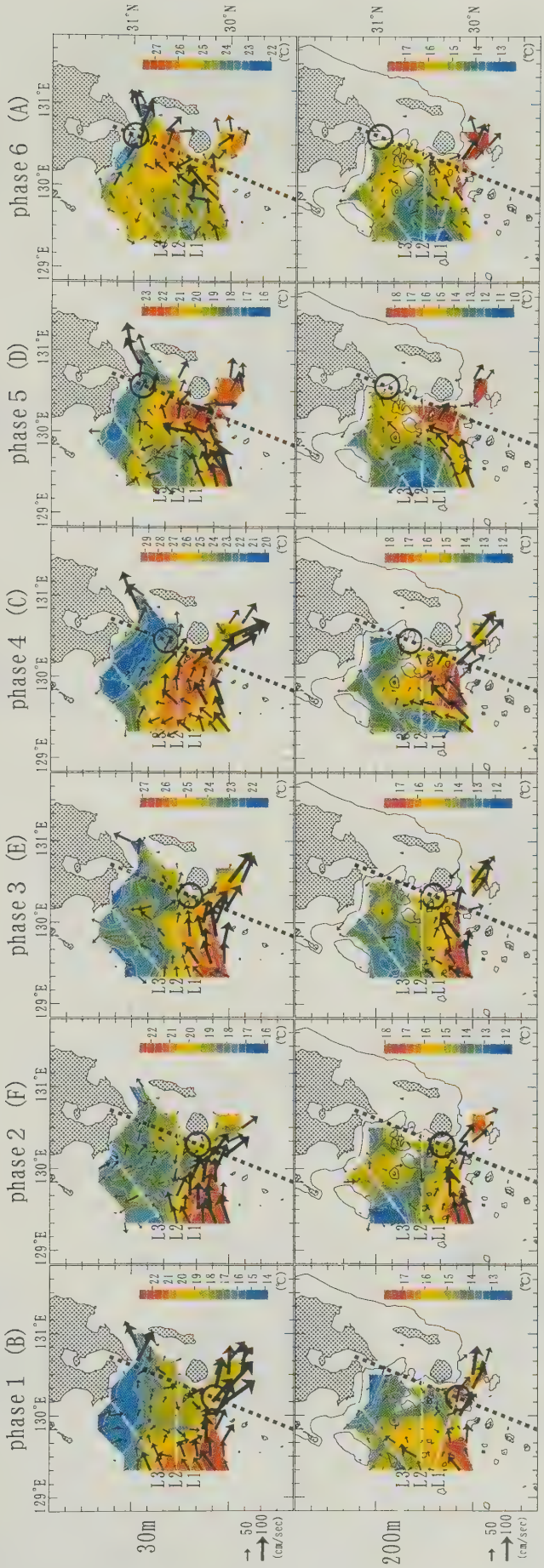


Fig. 4-1. Same as Fig. 3-5 (30 m and 200 m). White lines show locations of three vertical sections (L1, L2, and L3) shown in Fig. 4-3.

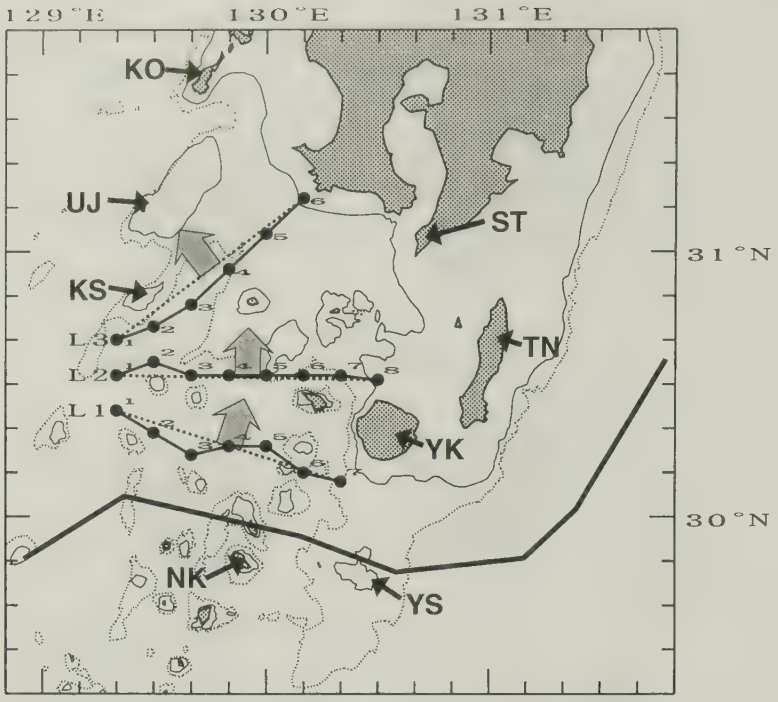


Fig. 4-2. Locations of stations used for the sections (L1, L2, and L3), together with bottom topography (see Fig. 1-1). Block arrow show positive direction of velocity in each vertical section.

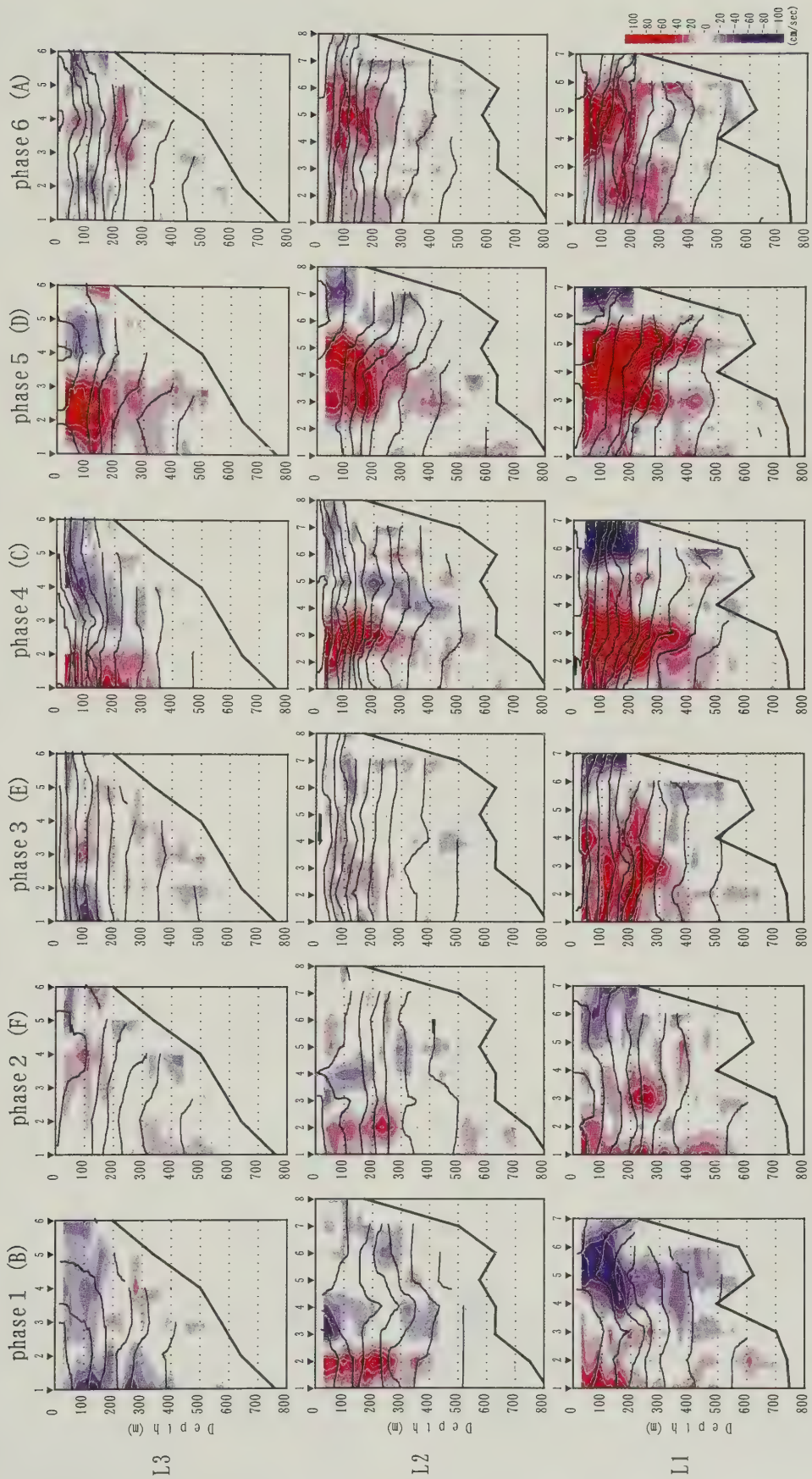


Fig. 4-3. The sequence of vertical sections (L1, L2, and L3) of temperature and velocity. Upper, middle, and lower panels show vertical sections along L3, L2, and L1, respectively. Temperature is shown by isotherms with contour intervals of 2 ℃. The velocity component normal to the section is shown in color; red shows positive (≧ 10 cm/sec) and blue shows negative (≦ -10 cm/sec), where positive is the direction of the block arrow shown in Fig. 4-2.

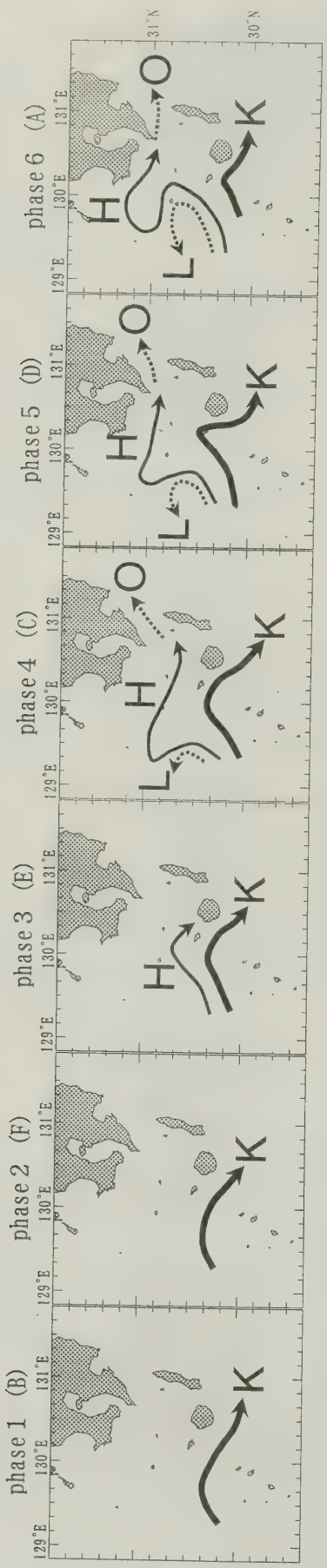


Fig. 4-4. Schematic diagram of velocity fields at 30 m depth shown in Fig. 4-1. The arrow labeled K shows the Kuroshio north edge, H, the flow around the warm tongue (anticyclonic frontal eddy), L, the cyclonic eddy, and O, the eastward current in the Ohsumi Strait.

島から東へ遠ざかっている（中之島の水位が下降）。この間の水温前線は，phase 1～3に屋久島（YK）まで北上し，phase 4～6に屋久島から佐多岬（ST）まで北上している（Fig. 3-4）。

Kの蛇行の北向流領域（正の流速成分）の鉛直構造を，L1の流速断面（Fig. 4-3）で見ると，20 cm/sec以上の流速を示す範囲が海面から400 m深にまで達している。水温の等値線の傾きからこの流れの鉛直スケールを判断すると，500 m深まで及んでいることが分かる。

4.2 水温前線の北上

次に，水温前線が屋久島から佐多岬まで北上する過程に対応するphase 3～6の水温・流速場の変動について調べる。

phase 4～6には，3.2節で述べた暖水舌が，黒潮北縁部（K）の蛇行の峰に対応する高温部から北西方向（薩摩半島南方の大陸棚斜面上）に形成されている。また，phase 3には，その暖水舌の発生段階と見られる暖水域が，Kの蛇行の峰に対応する高温部から北に張り出して形成されている。phase 3～6の30 m深の流速分布（Fig. 4-1）に見られるように，これらの暖水舌のまわりには，時計回りの流れ（H）が形成されている。phase 4～5のHの流速は，Kよりも小さく40～80 cm/sec程度である。200 m深におけるHも，K（50～120 cm/sec程度）と比較すると流速が小さく20～50 cm/sec程度である。また，このHは，流向から判断すると，Kの蛇行の北向流領域付近から発して，最後は種子島・大隅海峡方向へと流去する。なお，phase 3とphase 6でのHは30 m深で20～60 cm/sec程度の流速であり，phase 4～5と比較して明らかに小さい。phase 3を暖水舌の発生期，phase 4～5を発達期，phase 6を終焉期と見ることができる。

Hの鉛直構造を，phase 4～6のL2における北向きの流れ（正の流速）およびL3における北西向きの流れ（正の流速）で見ると（Fig. 4-3），20 cm/sec以上の流速を示す範囲が海面から300 m深に及んでいる。Kの蛇行の北向流領域よりは若干浅いものの，暖水舌は鉛直方向に深い構造を持っていたことが分かる。また，水温断面における等値線の傾きから判断すると，Kの蛇行の北向流領域と同様に，暖水舌は500 m深に及ぶ鉛直スケールを持っていたと言える。

このように，Hと，Kの蛇行の峰は，同様な鉛直スケールをもち，移動の位相も同期していた。従って，Hを高気圧性の黒潮前線渦と見なすのが適当と考えられる。

ところで，phase 4の30 mと200 m深の水温場（Fig. 4-1）を比較すると，この高気圧性の黒潮前線渦に傾圧的な構造（高気圧性前線渦の高温域についての2層間の空間的なずれ）が明瞭に見られる。すなわち，黒潮北縁部（L1付近）では，30 m深の高温域は200 m深より東側に分布するのに対し，高気圧性渦（L2およびL3付近）では，その逆となっている。この水温場の特徴は，Fig. 4-3の水温断面でも見られる。さらに，phase 4～5の高気圧性渦の流速断面（Fig. 4-3のL2）を見ると，200～400 m深における前線渦の渦軸が上層に向かって東方向（図の右方向）に傾いている。ただし，これらの傾きは200～400 m深の間で1測点間隔（約15 km）程度のため，詳細な構造については議論できない。

また，phase 4～6の200 m深の水温場（Fig. 4-1）において，暖水舌の西側または南西側に，低気圧性渦（L）の存在を示すと考えられる相対的な低温域が見られる（この低温域の西側が観測範囲外であったため，これが低気圧性渦であるとは断定できない）。この低温域は，暖水舌の北東方向への移動に伴い東へ移動しているように見える。

さらに，phase 4～6の九州沿岸の流れに着目すると，30 m深の流速分布（Fig. 4-1）において，大隅海峡の全域に東向流（O）が形成されている。Oは，30 m深においては100 cm/sec以上の流速をもっている。また，Oは，流向から見ると高気圧性渦北縁の東向流（H）と連続しているように見えるが，Oの流速はHの流速（phase 4～5で40～80 cm/sec程度）よりも明らかに大きい。さらに，30 m深の水温分布（Fig. 4-1）において，HとOを構成する海水の水温も不連続であり，Oを構成する海水が低温となっている。

第5章 大隅海峡の東向流

薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦（暖水舌）の発達期から終焉期に大隅海峡の全域に形成されていた大きな流速をもつ東向流は，東シナ海から太平洋側へのマアジ仔稚魚の輸送という観点から，その水塊輸送および流量などに興味がもたれる。また，この流れは，Nagata and Takeshita (1985) により水温前線が佐多岬付近にあるときに存在すると報告された大隅分枝流と同一のものと思われる。しかし，4章で示したphase 4～6の水温・流速分布において，大隅海峡の東向流は暖水舌北縁の水温前線に沿った東向流と連続しているように見えたが，流速の大きさと水温が不連続であった。そこで，大隅海峡の

東向流についての詳細を調べる

5.1 水塊輸送

大隅海峡の東向流による水塊輸送の実態を調べるために，phase 4（2001年6月の観測）と phase 6（2000年6月の観測）の93測点（Fig. 1-1）のCTD/LADCP観測データを使用して，大隅海峡に分布する等密度面上の流速・塩分分布を調べる。Fig. 5-1には，phase 4 と phase 6 の93測点の50 m 深流速分布を示す。繰り返すが，phase 4 は薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の発達期，phase 6は終焉期の観測と見なされた。Fig. 5-1では大隅海峡の東向流に対応する8測点の流速が赤で表示されている。同様に，8測点のデータを赤で表示した phase 4 と phase 6 の93測点の水温（T）－塩分（S）ダイアグラムを Fig. 5-2に示す。大隅海峡に分布する海水の密度は，phase 4 と phase 6 ともほぼ同じで，σ_t 範囲は22.5～25.5 kg/m^3（以下では単位を省略）である。

phase 4 の22.5～25.5 σ_t の層のT-S分布を見ると，少なくとも五つの水型に明確に区分できる（Fig. 5-2(a)において黄線で示す）。赤で表示した大隅海峡の海水を構成する2水型（Ⅲ，Ⅳ）とその高塩分側の2水型（Ⅰ，Ⅱ）が，さらにこれらに加え，低塩分側にもう1水型（Ⅴ）が見られる（高塩分側から低塩分側へ，水型ⅠからⅤと呼ぶ）。そこで，水型Ⅴが明確な phase 4 の二つの等密度面（σ_t = 23.3，24.3）において，各水型の塩分値範囲とそれに対応した色区分を決め，Table 5-1に示す。Fig. 5-3(a)には，二つの等密度面における水型区分を T-S ダイアグラムに重ねて表示してある。phase 6 の同じ二つの等密度面の水型区分については，phase 4 の区分に準じ，水型ⅠとⅡの境界の塩分値のみを0.05 PSU 小さくした区分を適用する（Table 5-1，Fig. 5-3(b)）。

この水型（色）区分を用いて，phase 4 および phase 6 の σ_t が23.3と24.3の等密度面上の塩分分布を，流速分布とともに，それぞれ Fig. 5-4，Fig. 5-5 に示す。また，両図には σ_t ±0.2の層厚分布も示す。さらに等密度面の深度も数字（単位：m）で示す。23.3 σ_t，24.3 σ_t 等密度面がそれぞれ，大隅海峡の上層，下層に分布する等密度面であったことが分かる。

最初に，Fig. 5-4(a)で，薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の発達期（phase 4）の大隅海峡の上層に分布する等密度面について調べ

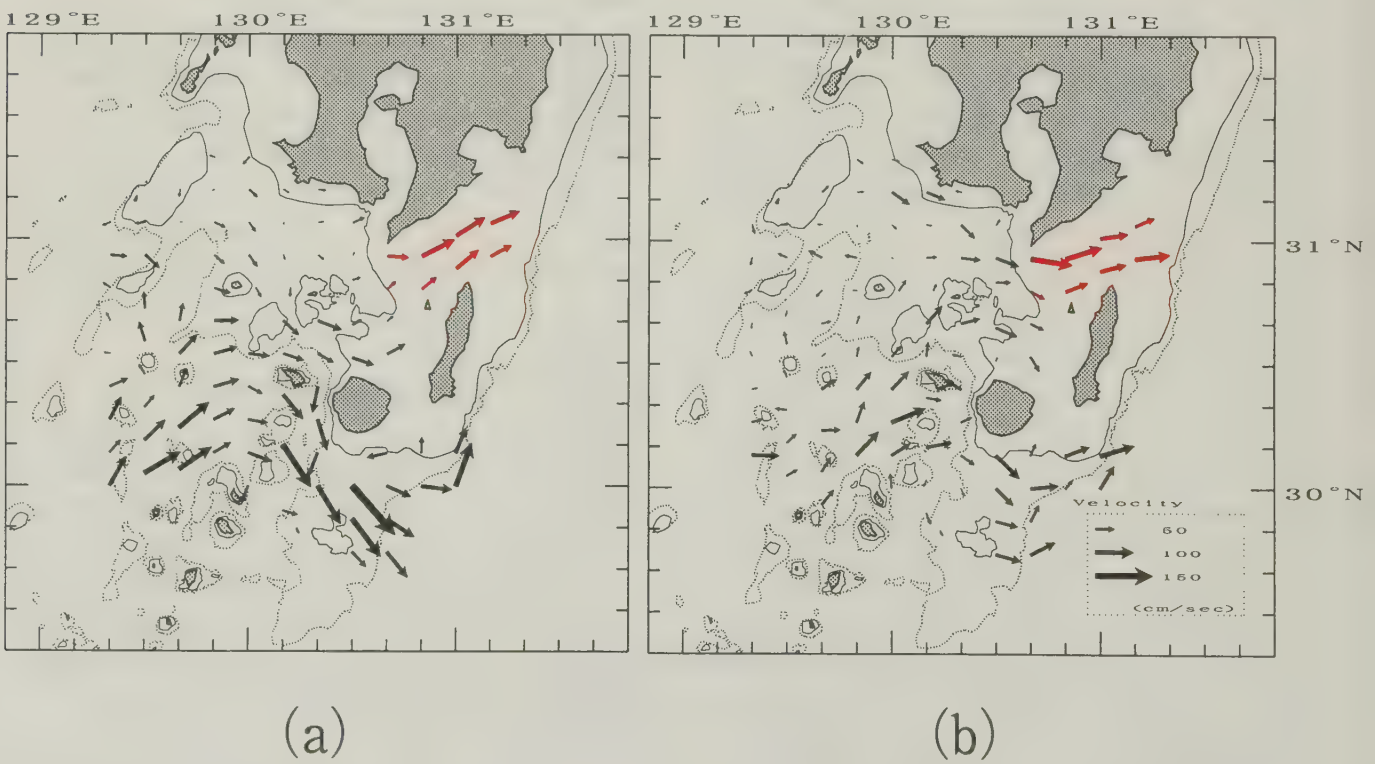


Fig. 5-1. Horizontal distributions of velocity at 50 m depth by two LADCP observations at 93 stations in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Velocity is shown by arrows, whose scale is displayed in the right margin. For eight stations in the Ohsumi Strait those velocities are shown by red arrows, data in Fig. 5-2 (T-S diagram) are also displayed in red.

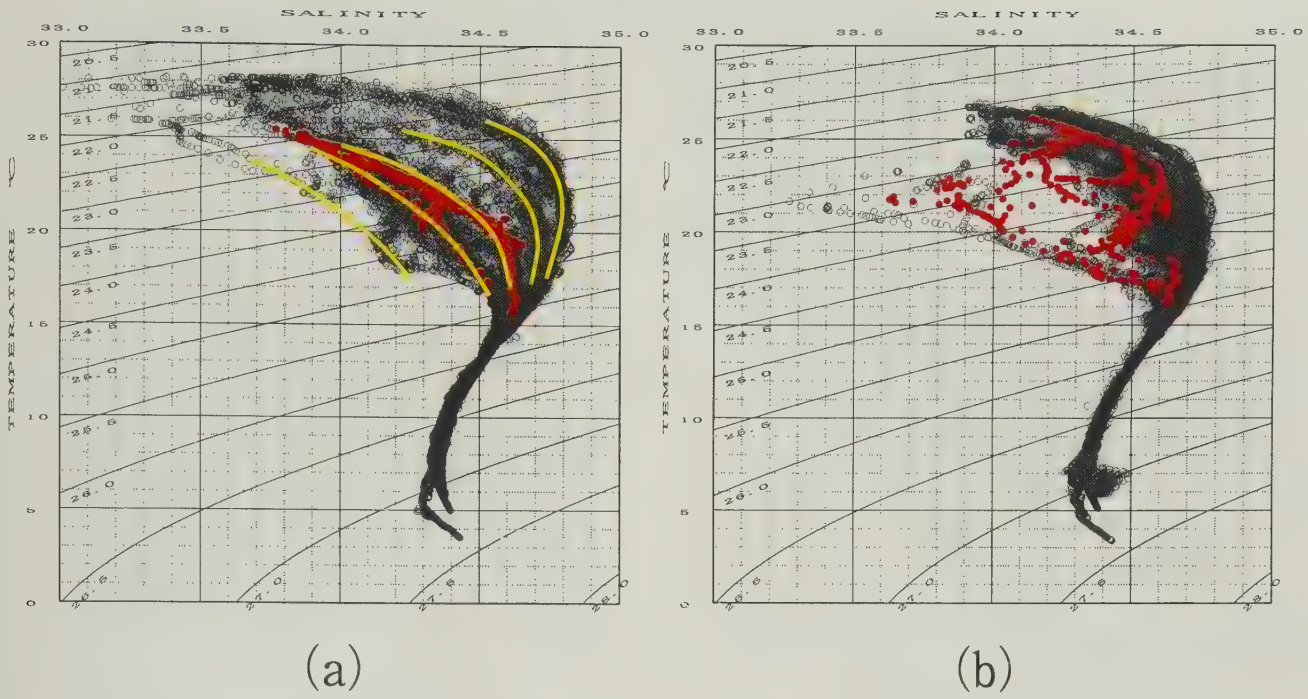


Fig. 5-2. T-S diagrams of 1 dbar interval data obtained by two CTD observations at 93 stations in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Curved lines are isophycnal lines (by using σ_t). Data of eight stations in the Ohsumi Strait those velocities are shown by red arrows in Fig. 5-1. Five water types referred in the text are shown by yellow lines in (a).

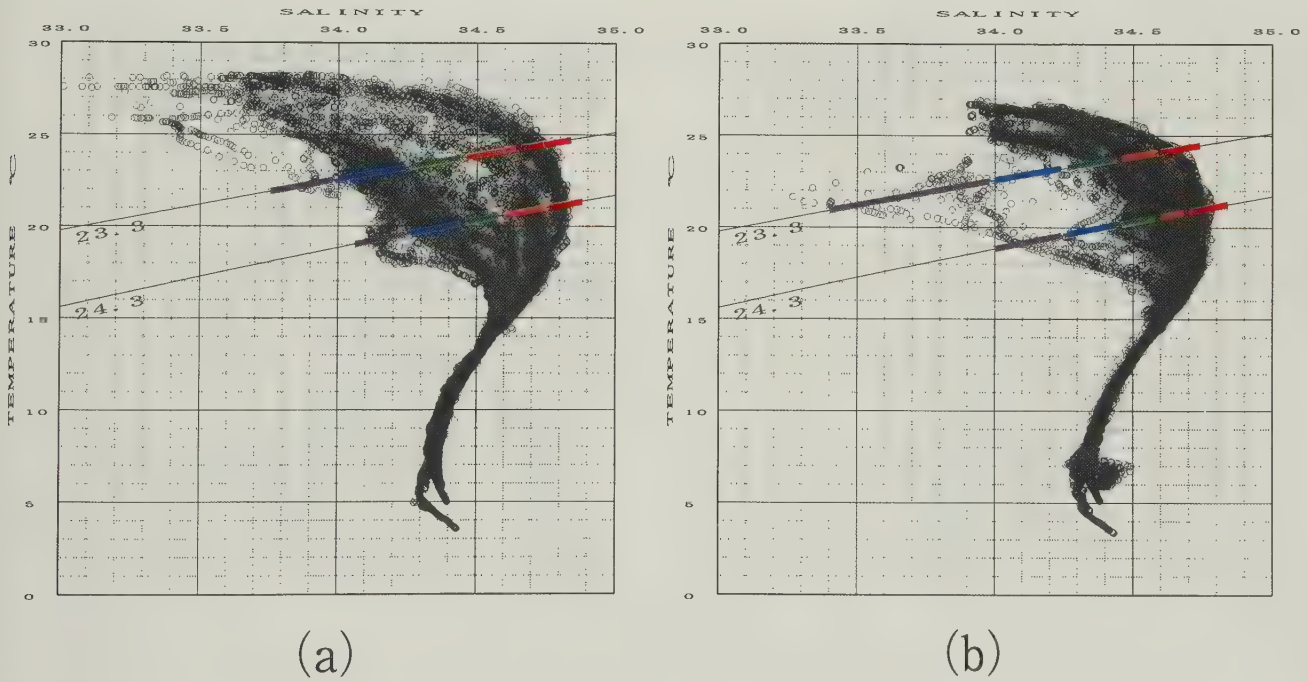


Fig. 5-3. Classification of water types on the T-S diagrams shown in Fig. 5-2 in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Water types are classified by colors shown in Table 5-1 on two isophycnal surfaces (σ_t = 23.3, 24.3).

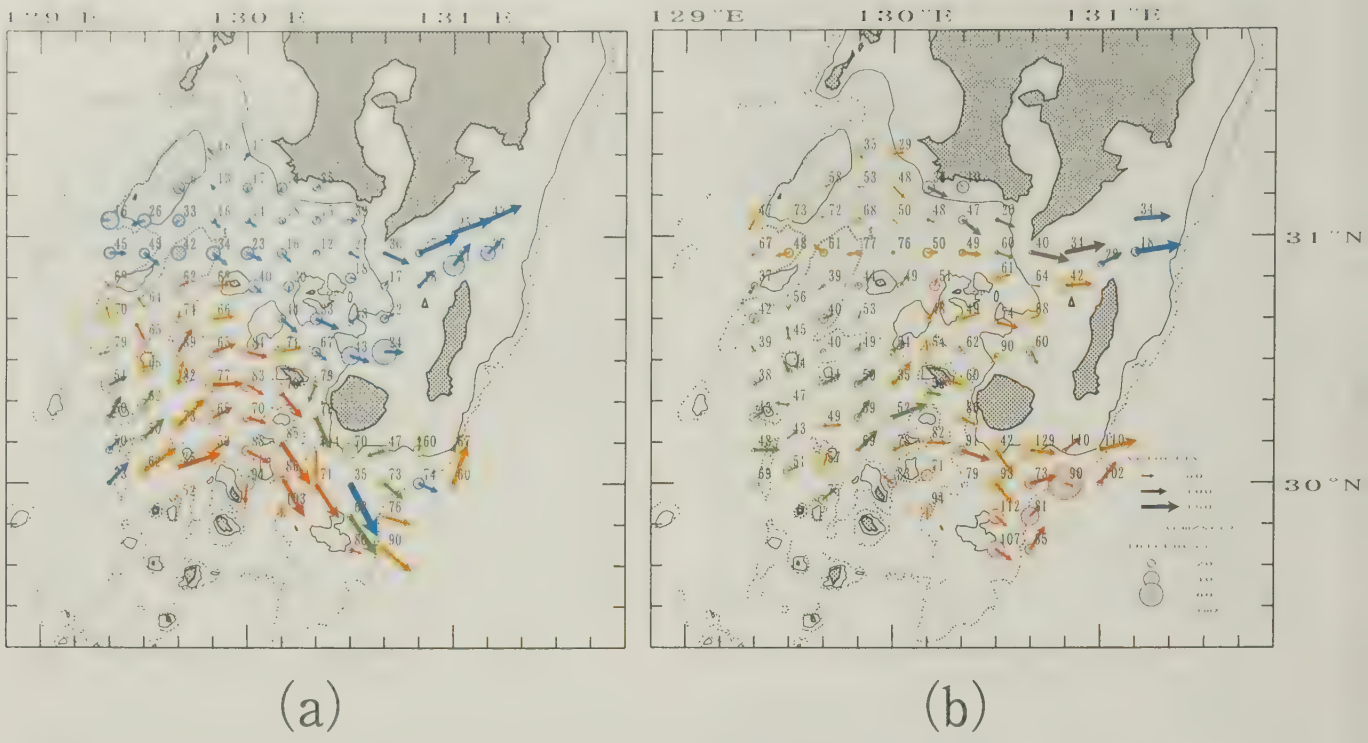


Fig. 5-4. Horizontal distributions of velocity, water types, thickness of layer, and depth on the isophycnal surface (σ_t = 23.3) psitioning in the upper Ohsumi Strait in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b). Velocity is shown by arrows and thickness of layer ($\sigma_t \pm 0.2$) is shown by the size of circle, whose scales are displayed in the right margin. According to the water type, the arrows and the circles are displayed in colors shown in Table 5-1. Numbers show the depth of isophycnal surface in meters.

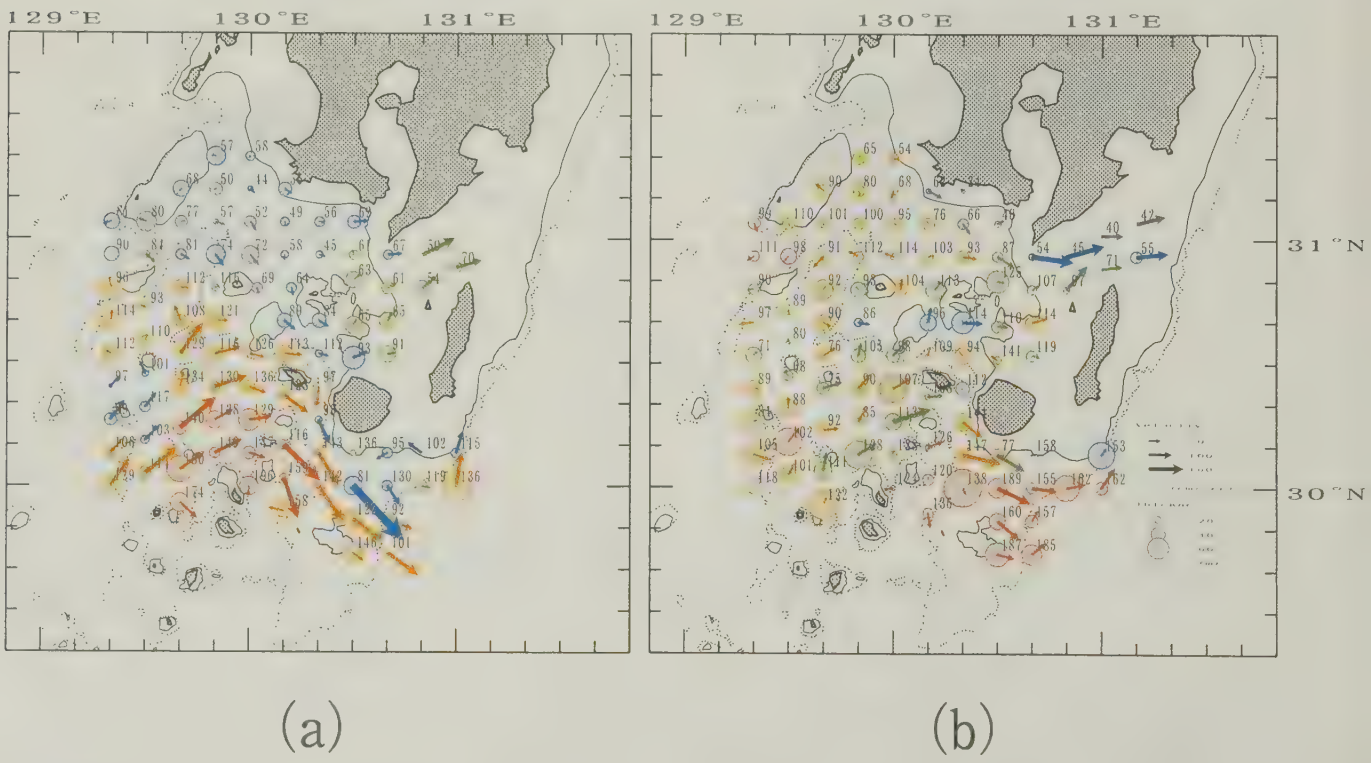


Fig. 5-5. Same as Fig. 5-4 but for the isophycnal surface (σ_t = 24.3) psitioning in the lower Ohsumi Strait in June 2001 (phase 4) (a), and in June 2000 (phase 6) (b).

る。屋久島西方の黒潮北縁部の蛇行の峰には水型Ⅰが，高気圧性の黒潮前線渦の北西向流には水型Ⅱが，そして黒潮前線渦の南東向流と大隅海峡の東向流には水型Ⅳが分布している。また，屋久島南方の黒潮北縁部に水型Ⅳ，Ⅴが沿岸域から取り込まれるように分布している。さらに，低気圧性渦の北東流には水型Ⅲ～Ⅴが分布している。これらの水型分布の特徴から，本研究においては水型Ⅰ，Ⅱを黒潮系水，水型Ⅲ，Ⅳ，Ⅴを東シナ海系水と呼ぶこととする。Fig. 5-4(a)で，黒潮系水と東シナ海系水の分布水深は明らかに異なり，前者が概ね70～80 m深，後者が概ね20～30 m深である。

次に，Fig. 5-4(b)で，薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の終焉期（phase 6）の大隅海峡の上層に分布する等密度面について調べる。屋久島南方に移動した黒潮北縁部の蛇行の峰に水型Ⅰが，北東方向に移動し薩摩半島近くまで達し弱まった高気圧性の黒潮前線渦の北西向流には水型Ⅱが，そして黒潮前線渦の南東向流と大隅海峡の東向流には水型Ⅳ，Ⅴが分布している。また，低気圧性渦の北東流には水型Ⅲが分布している。これらの水型分布は，黒潮系水と東シナ海系水の分布で見ると，Fig. 5-4(a)における分布と整合的である。高気圧性の黒潮前線渦の北東方向への移動に伴い，phase 4においては薩摩半島南方の大陸棚斜面上に東シナ海系水が分布していたのに対し，phase 6においては黒潮系水に置き換わっている。また，黒潮前線渦の南東向流と大隅海峡の東向流に分布していた東シナ海系水は，50 cm/sec（黒潮前線渦の流速）での3日間での移動距離が130 kmであることを考えると，九州南西方の沿岸域から輸送されてきたことが示唆される。

最後に，Fig. 5-5（下層）をFig. 5-4（上層）と比較して，大隅海峡の下層に分布する等密度面について調べる。phase 4については，下層における黒潮系水と東シナ海系水の分布は上層と大きく変わらない。Fig. 5-5(a)でもFig. 5-4(a)と同様に，黒潮系水と東シナ海系水の分布水深は明らかに異なり，前者が概ね100～130 m深，後者が概ね50～80 m深である。ただし，phase 4の下層においては，薩摩半島南方の大陸棚斜面上の東シナ海系水が，九州南西から大隅海峡方向に高塩分化しているという特徴が見られる(Fig. 5-5(a)における水型の色区分で紫→青→緑)。さらに，phase 6については，大陸棚斜面上で下層における黒潮系水と東シナ海系水の分布が上層とは大きく異なっている。大陸棚斜面上での何らかの海水の混合過程（例えば，流れの鉛直シアー，島嶼まわりの海底地形に起因する擾乱など）が存在していることが示唆

Fig. 5-6. Horizontal distributions of velocity at 27 m depth by towed ADCP observation carried out on 21-22 June 2000, just after the observation A (phase 6). Velocity is shown by lines, whose scale is displayed at the lower right in the panel. White dots are XBT observation stations. Directions of velocity components (u, v) shown in the vertical sections (Fig. 5-8) are displayed. Depth contours are identical with those in Fig. 1-1.

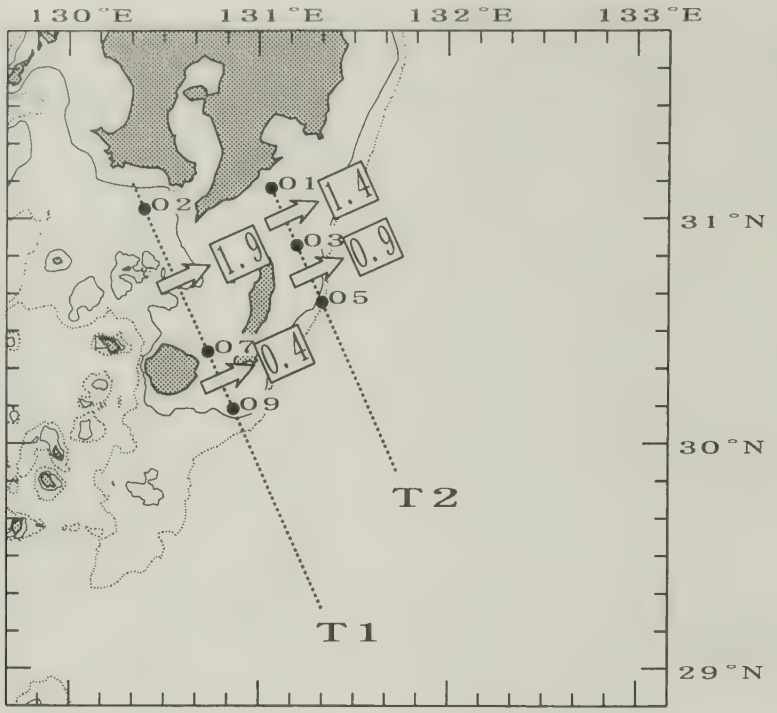


Fig. 5-7. Sections that volume transports are calculated in. Volume transports in Table 5-2 are calculated in four sections 02-07, 07-09 of T1 and 01-03, 03-05 of T2. Numbers put a square around are volume transports (in Sv) for 23 m-103 m depth layer calculated in the four sections.

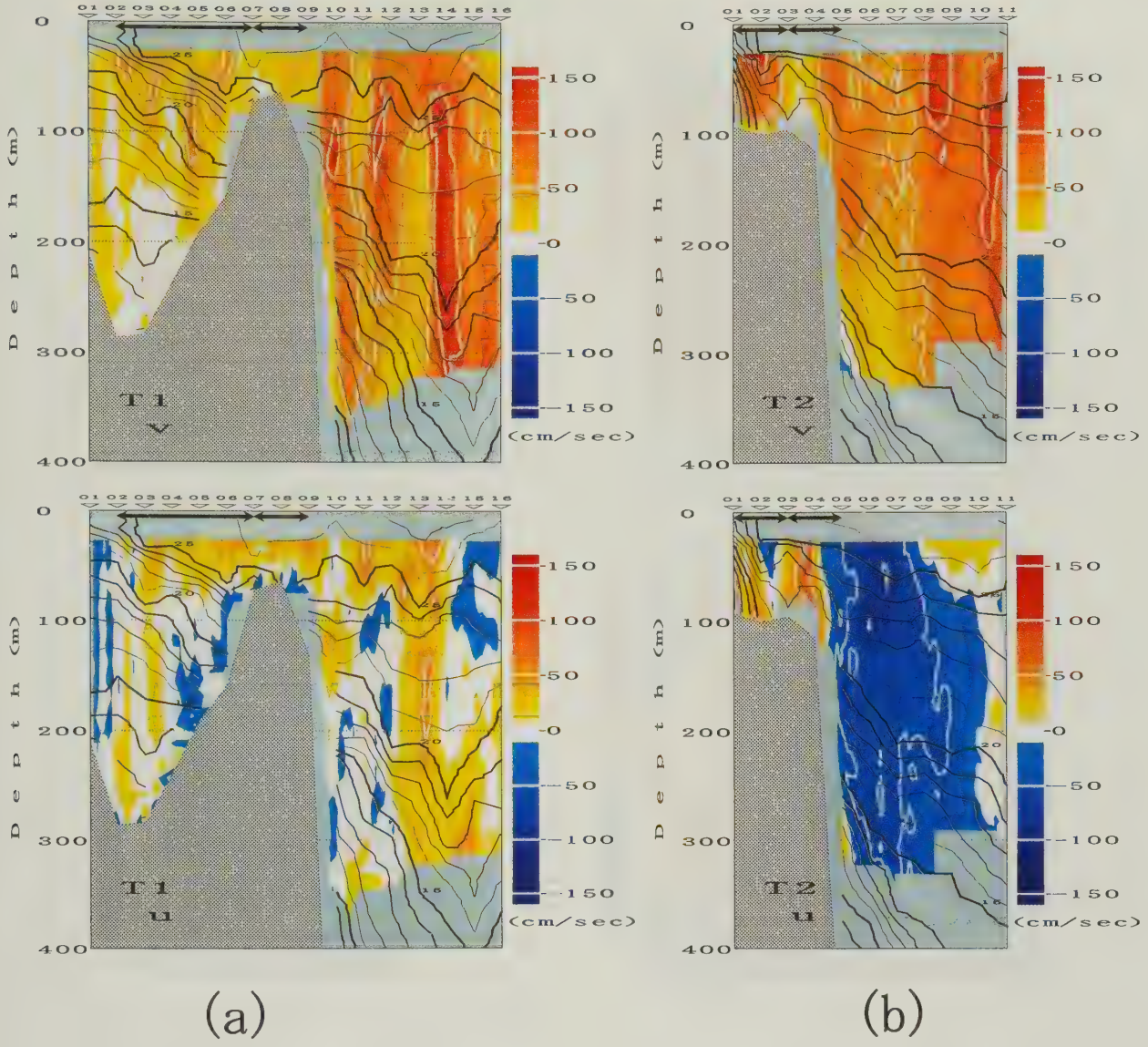


Fig. 5-8. Velocity and temperature vertical sections of T1 (a) and T2 (b) by towed ADCP and XBT observation. Velocity components u and v (see Fig. 5-6) are shown in upper panels and lower panels respectively in color with color bars. Temperature is shown by contours. Arrows at the upper in panels show sections that volume transports in Table 5-2 are calculated in.

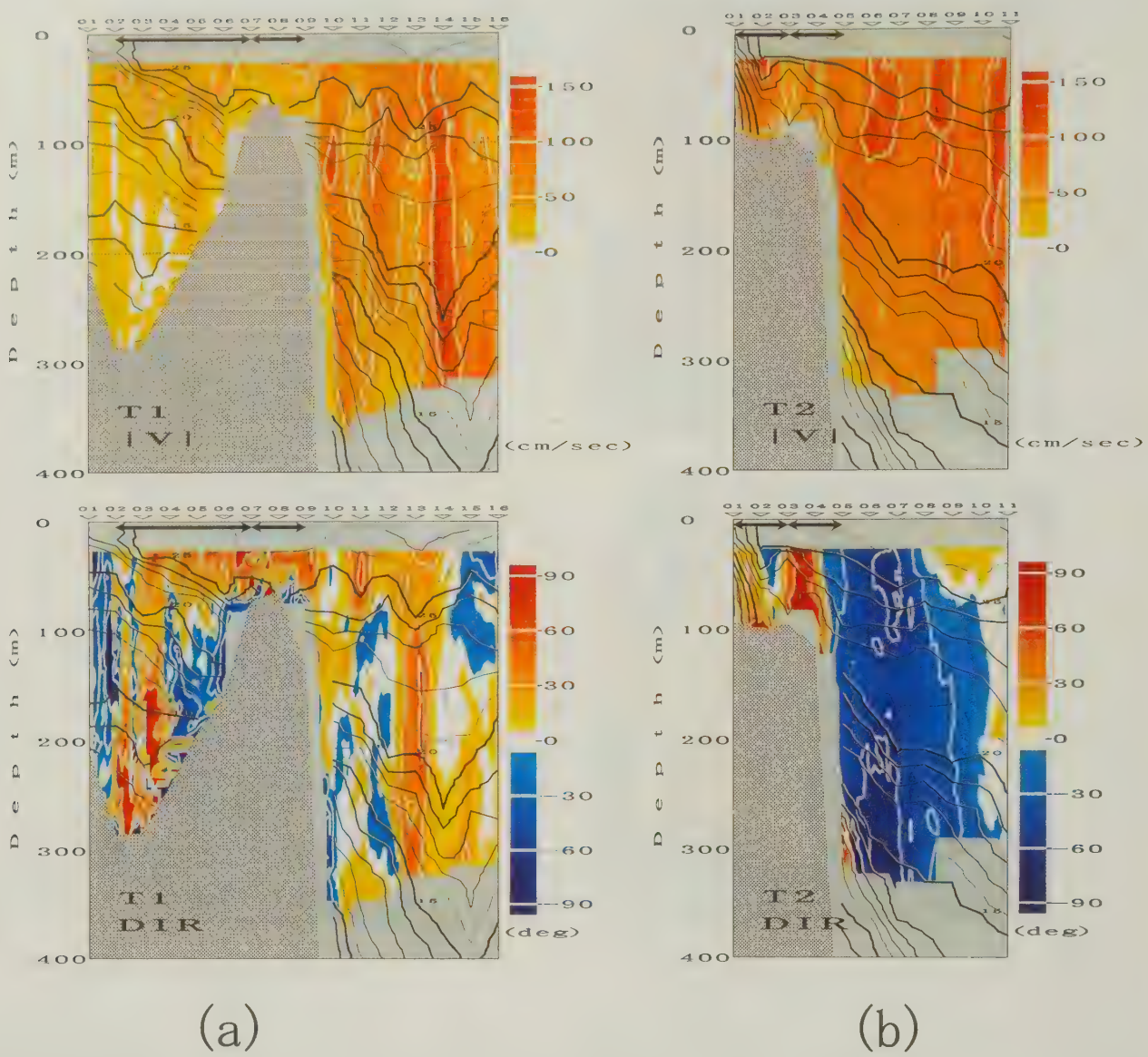


Fig. 5-9. Same as Fig. 5-8 but for displayed velocity components. Velocity components absolute value and direction are shown in upper panels and lower panels respectively in color with color bars. Direction of velocity is defined as an angle to v component with the same sign as u component.

Table 5-1. Classification of water types on two isophycnal surfaces (σ_t = 23.3, 24.3). For each water type (I - V), salinity range and color for identification in Fig. 5-3, 5-4, and 5-5.

water type	color	salinity (psu)	
		σ_t = 23.3	24.3
I	red	34.65(34.60)～	34.75(34.70)～
II	orange	34.45～34.65(34.60)	34.60～34.75(34.70)
III	green	34.25～34.45	34.45～34.60
IV	blue	34.00～34.25	34.25～34.45
V	purple	～34.00	～34.25

( ) : phase 6

Table 5-2. Volume transports by towed ADCP observations for two observation lines T1 and T2 (See Fig. 5-7). Volume transports for 23 m-103 m depth layer are calculated in four sections 02-07, 07-09 of T1 and 01-03, 03-05 of T2. Additionally volume transport for 103 m-bottom depth layer is calculated in a section 02-07 of T1.

depth (m)	volume transport (Sv)			
	T1		T2	
	Stn. 02-07	07-09	01-03	03-05
23 - 103	1.9	0.4	1.4	0.9
103 - bottom	1.1			

される。

いずれにしても，今回の観測結果においては，薩摩半島南方の大陸棚斜面上における高気圧性の黒潮前線渦の発達期から終焉期に大隅海峡に形成されていた東向流は，東シナ海系水を九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域へ輸送していた。

5.2 流速・水温断面の構造

phase 6の観測の直後（2000年6月21～22日）に大隅海峡周辺に設定した2本の測線T1，T2（Fig. 2-4）において実施した曳航式ADCP/XBT観測で得られた流速・水温データを使用し，大隅海峡の東向流を含む種子島・屋久島周辺の大陸棚上を通過する流れの流速・水温断面の構造について調べる。すべての観測には33時間を要した。Fig. 5-6には，測線T1，T2の27 m深（曳航式ADCPの第1観測層）での流速分布を示す。また，Fig. 5-7には，Table 5-2の流量の算出範囲を示す。さらに，Fig. 5-8およびFig. 5-9には，測線T1，T2の流速・水温断面を示す。Fig. 5-8の流速断面には，Fig. 5-6に示した方向の2成分uとvを，Fig. 5-9の流速断面には，流速の大きさと方向（v成分からの角度でu成分と同じ符号とした）を示す。

Fig. 5-6において測線T1，T2ともにほぼ全区間で東向流となっている。Fig. 5-9の流速断面においてその東向流の構造を見ると，黒潮流軸～北縁部の流れ（T1の09-16，T2の05-11），大陸棚縁辺付近の流れ（T1の07-09，T2の03-05），および九州沿岸の流れ（T1の02-07，T2の01-03）に分けることができる。一方，水温断面を見ると，測線T1，T2の表層は25℃以上の暖水で覆われており，T1の02-03付近およびT2の01-03付近に水温前線が見られる。4章で示したphase 6の水温・流速分布から，T1の流速・水温断面は，黒潮北縁部の蛇行の峰から高気圧性の黒潮前線渦の縦断面であると思われる。

黒潮流軸～北縁部の流れには，T1およびT2ともに100～140 cm/secの流速極大が三つ見られるが，その深度は，T1で100～200 m深，T2で100 m深付近であり若干異なる。複数の流速極大の形成には，上流側に屋久新曽根が存在することがその理由として考えられる。

大陸棚縁辺付近の流れは，Fig. 5-9の流速断面において100 m以浅の表層に形成されており，T1で60 cm/sec，T2で90 cm/secの流速をもつ。Fig. 5-6の流速の水平分布，Fig. 5-8の流速断面におけるT1

の07付近80 m 以浅の u 成分（または, Fig. 5-9の流向）から，T 2 の大陸棚縁辺付近の流れは，屋久島の南からの流れと屋久島と種子島の間からの南下流が合流し形成されていることが示唆される。

九州沿岸の流れについて見ると，Fig. 5-9の T 1 の流速断面において，100 m 以浅の表層に50～70 cm/sec の流速極大が四つ形成されている。複数の流速極大の形成には，上流側にあたる薩摩半島南方の大陸棚斜面上に島嶼や浅瀬が存在することがその理由として考えられる。一方, T 2 の大隅海峡の東向流は，110 cm/sec の流速をもつ。これらの結果は，4 章での記述「100 cm/sec 以上の流速をもつ大隅海峡の東向流は，流向から見ると高気圧性渦北縁の東向流と連続しているように見えるが，大隅海峡の流速は渦北縁の流速（phase 4 ～ 5 で40～80 cm/sec 程度）よりも大きく不連続的である」と整合的である。また，4 章では「渦北縁の流れと大隅海峡の流れは水温分布においても不連続であり，大隅海峡の流れは低温となっている」と記述した。これに関して，T 1 と T 2 の水温断面を比較すると，大隅海峡で流れに対応した等温線の傾きが大きくなり，低温水が海峡の北側で海面近くに分布する様相となっている。水温の不連続はこの構造によると考えられる。

表層で最大流速を示していた九州沿岸と大陸棚縁辺付近の流れについて，23～103 m 深の流量を T 1 の02-07間と07-09間，および T 2 の01-03間と03-05間（Fig. 5-7を参照）について算出して Table 5-2に示す。流量は，緯度 1 °（2,033 m）間隔，深度 8 m 間隔の流速の v 成分に単位断面（2,033× 8 m^2）を乗じて積分することにより算出した。九州沿岸の流れについて，T 1 の02-07間と T 2 の01-03間の流量を比較すると，後者が0.5 Sv（1 Sv = 10^6 m^3/sec）小さい。一方，大陸棚縁辺付近の流れについて，T 1 の07-09間と T 2 の03-05間の流量を比較すると，反対に後者が0.5 Sv 大きい。つまり，屋久島と種子島の間からの南下流の流量が0.5 Sv であったと仮定すると，これら二つの流れ（九州沿岸と大陸棚縁辺付近の流れ）を合わせた流量は水平的に保存していたことになる。その流量は2.3 Sv であり，対馬暖流の流量（Isobe *et al.*, 2002）と同程度である。

また，T 1 の02-07間については，103 m 深～海底の流量を算出した（Table 5-2）。その結果は1.1 Sv であるが，この流れは大隅海峡および屋久島と種子島の間を通過できないため，周辺海域の密度場の時間変動に関与していることが考えられる。Fig. 5-9の T 1 の流向断面を見ると, この流れの流向は02-04間で正（南東向き），04-07間で負（北東向き）で収束していることが示唆される。

第 6 章　議　　論

今回得られた結果は，九州南方の黒潮前線周辺域において20日程度の周期で起こる現象として，これまで断片的に報告されていた，鹿児島－名瀬間のフェリー航路周辺における20日程度の周期での水温前線の北上，暖水舌の形成とその北東方向への移動，中之島の水位の周期的な変動, 大隅海峡における東向流の形成，およびトカラ海峡西方における渦の形成などの水温・流速場の現象を，一連の現象として，はじめて三次元的かつ時間発展的に記述したことである。

水温前線の北上過程の phase 4 ～ 6 において見られた暖水舌は，東に移動する黒潮北縁部の蛇行の峰の北西方向にあたる薩摩半島南方の大陸棚斜面上に形成されていた。また，暖水舌のまわりには，時計回りの流れが形成されていた。この時計回りの流れと黒潮北縁部の蛇行の峰は，水温・流速場で見て同様な鉛直スケールをもち，移動における位相も同期していたことから，この暖水舌まわりの流れを高気圧性の黒潮前線渦と見なすのが適当である。

この高気圧性の黒潮前線渦の発達期と考えられる phase 4 ～ 5 では，傾圧的な構造が見られた。最近のいくつかの研究（例えば，増田・奥野，2002; Isobe *et al.*, 2004; Koketsu *et al.*, 2005）では，黒潮前線渦の発生・発達過程を傾圧不安定波の時間発展として議論している。また, Nakamura (2005) の数値実験では，東シナ海大陸棚縁辺とトカラ海峡の間で形成された黒潮前線渦が傾圧不安定の様相を呈していた。本研究での黒潮前線渦の発生・発達過程も，傾圧不安定による擾乱の成長の可能性があるが，九州南方は地形が複雑であることから，他の力学過程も重要であると思われる。実際に，Fig. 3-5における各深度の等深線を見ると, 傾圧的な構造が見られた30～200 m 深においては，上層では大隅海峡で太平洋側とつながっているのに対し，下層ではつながっていない。また，200～400 m 深においては，上層では屋久島西岸から佐多岬（北）方向に等深線が分布するのに対し，下層では屋久島西岸から宇治群島（北西）方向に分布する。このような海底地形の深度方向の変化が，着目した傾圧的な構造の形成と関係している可能性がある。今後，個々の観測データをさらに詳細に解析する必要がある。

高気圧性の黒潮前線渦の終焉期と考えられる phase 6 の観測（2000年 6 月15～20日）の直前（2000年 6 月12～15日）に，同じ海域において Nakamura *et al.* (2003) による観測が行われていた。彼らの観測

した暖水舌の規模や形成位置は，本研究の phase 5 の結果とよく似ている。さらに，彼らの観測では，暖水舌の南西側に，同様な空間スケールの低気圧性渦が存在していた。この低気圧性渦は，phase 5 における低温域と矛盾しない。また，彼らが観測した暖水舌まわりの流速は，本研究の phase 5 と同程度であり，phase 6 と比較して大きかった。これらのことは，phase 6 を黒潮前線渦の終焉期と見なしたことを支持している。

phase 4～6 に大隅海峡全域に形成されていた 100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流は，東シナ海系水を輸送していた。大隅海峡の東向流の強化が当海域における20日程度の周期を持つ流速変動の一部であるとすると，この流速変動によって，九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域（日向灘）への東シナ海系水の輸送が助長されると考えられる。また，大隅海峡周辺の東向流の流量は，東シナ海から日本海へのマアジ仔稚魚の輸送に関わる対馬暖流の流量と同程度であった。大隅海峡の東向流が輸送する東シナ海系水にマアジの仔稚魚が分布する場合，この流速変動の強弱が，仔稚魚の太平洋側への輸送量に影響を及ぼしている可能性があり，付録 A で示した，中之島の水位の20日程度の周期変動強度の経年変化と太平洋側でのマアジ仔稚魚量の経年変化の関連性を，直接的に説明する要因であることも考えられる。

また，今回の黒潮前線渦の形成が傾圧不安定によるとすると，この変動は黒潮前線を横切る方向（南北方向)への海水の移動を伴うことが考えられる。実際に，黒潮前線渦の発達期（phase 4）についての Fig. 5-4(a)および Fig. 5-5(a)で，屋久島南方の黒潮北縁部に，東シナ海系水が等密度面に沿って沿岸域から取り込まれるように分布していた。九州南西方の沿岸域の東シナ海系水が黒潮に取り込まれ，日本南岸のより遠方へ輸送される可能性があり，これもマアジ仔稚魚の太平洋側への輸送という観点から興味がもたれる。

ところで，今回の並替えで得られたデータセットでは，中之島の水位の14～26日周期変動（Fig. 3-4）を厳密に見ると，期間 D と期間 A の位相が逆転しているようにも見える。その理由として，期間 D に20日程度の周期の変動以外の変動が重なっていたことが考えられる。実際に，2002年の 2 回の観測（D，E）時の中之島の水位変動には，50～60日の周期変動が重なって起こっていた（Fig. A-2)。この50～60日周期変動との関連から Fig. 3-1を詳細に見ると，期間 D に起こっていた水温前線の北上では，他と比較して前線の北上開始位置が北に偏っている。それに伴い，前線の北上開始直後に水位が極大となっており，前線の北上と中之島の水位変動との位相関係が他とは若干異なっている。同様の状況は，Nakamura (2005) の数値実験にも見られる。彼の実験では，当海域において20日周期で発達した低気圧性の黒潮前線渦が 1 周期で減衰せず，次の 1 周期においても背景場として存続するという現象が起きていた。そして，この黒潮前線渦の存続中のフェリー航路付近の黒潮は北編していた。

また，phase 1 では，黒潮前線付近に phase 4～6 の暖水舌とは異なる高気圧性渦が，また甑海峡に南下流が見られる。これらについては，本研究で対象とした水温前線の北上との関係が不明であるため，ここでは取り上げなかった。phase 1 の高気圧性渦は，本研究の調査対象海域の西方の東シナ海の陸棚縁辺から九州南西方にかけての海域で形成された高気圧性の黒潮前線渦（宮地，1989）が，黒潮北縁部の蛇行の峰とともに東へ移動してきた可能性がある。宮地(1989)は，それに伴い九州西方から九州南方へ東シナ海系水が輸送されることを示した。上記の甑海峡の南下流との関連が注目される。

第 7 章　総　　括

九州南方の黒潮前線周辺域は，マアジの主産卵場である東シナ海から，仔稚魚が太平洋側沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となる。本研究においては，その仔稚魚輸送という観点から，九州南方での水温・流速変動と海水交換に着目した。

この海域において20日程度の周期で起こる現象として，鹿児島－名瀬間のフェリー航路周辺において20日程度の周期で水温前線が北上することが知られている。また，暖水舌の形成とその北東方向への移動，中之島の水位の周期的な変動，および大隅海峡における東向流の形成が報告されている。さらに，トカラ海峡西方において高気圧性渦あるいは低気圧性渦に伴う黒潮北縁部の蛇行が交互に発達することが報告されている。これらの現象は相互に関連して起こっていると考えられるが，これまでは，個々の現象についての主として表層に関する断片的な描像しか得られていなかった。

そこで本研究では，九州南方での水温前線の北上に伴う水温・流速場の変動を，はじめて三次元的かつ時間発展的に記述することを試みた。フェリー航路周辺の82測点（15 km 間隔で格子状に配置）において，海面から海底付近までの CTD/LADCP 観測を2000～2003年に計 6 回実施した。いずれの観測時にも20日程度の周期で水温前線の北上が起こっていた。水温・流速場の変動を時間発展的に追うために，それらの結果

をフェリー航路上での水温前線の南北位置を指標として並べ替えた。並替えで得られた水温・流速場のデータセットは，これまでに得られている表層の断片的な描像と整合的であった

並べ替えられた水温・流速場のデータセットから，水温前線の北上に伴う水温・流速変動の実体は以下のとおりであることが分かった。黒潮北縁部の蛇行の峰が西から東に移動して，屋久島の西方に近づくのに伴い，水温前線は屋久島近くまで北上する。黒潮北縁部の蛇行の峰がさらに屋久島に近づくと，蛇行の峰の北側に高気圧性渦が発生し，暖水域が形成される この高気圧性渦は薩摩半島南方の大陸棚斜面上で発達し，蛇行の峰から北西方向に伸びる暖水舌が形成される。この暖水舌（高気圧性渦）は300 m 深に及ぶ構造をもち，高気圧性の黒潮前線渦と考えられる。この黒潮前線渦（暖水舌）が北東方向に移動するのに伴い，フェリー航路付近での水温前線は屋久島から佐多岬まで北上する。黒潮前線渦は最終的に薩摩半島近くまで達して消滅する。その間に，黒潮北縁部の蛇行の峰は屋久島の南まで移動する。また，この高気圧性渦に伴い，その西・南西側に低気圧性渦が，また大隅海峡に100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流が形成される。なお，上記の黒潮北縁部の蛇行の峰の西から東への移動に伴い，中之島の水位は前半上昇し後半下降する。このように，九州南方での水温前線の北上は，薩摩半島南方の大陸棚斜面上に形成された高気圧性の黒潮前線渦（暖水舌）が，北東方向に移動して消滅する過程の一側面であることが分かった。

また，大隅海峡に100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流が形成されていたときの CTD/LADCP 観測データを使用して九州南方の水塊分布を調べた結果，この東向流が東シナ海系水を九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域へ輸送していることが分かった。また，大隅海況に東向流が形成されているときに曳航式 ADCP により測定した九州南方の種子島・屋久島周辺の大陸棚上を通過する流量は，対馬暖流の流量と同程度であった。水温前線が屋久島から佐多岬まで北上する過程に見られた大隅海峡の東向流の強化が，当海域における20日程度の周期での流速変動の一部であるとすると，この流速変動に伴って，九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域への東シナ海系水の輸送が増加し，その強弱が，東シナ海を主産卵場とするマアジの仔稚魚の太平洋側への輸送量に影響を及ぼすことが考えられる。

本研究での九州南方における水温・流速場の変動に関する解析結果は，実際に連続して得られたのではない観測結果を，過去の知見などを基に他の時系列データを利用して，仮想的な連続データに並べ替えたものである。各観測時の水温・流速場は，20日程度の周期の変動以外の変動が重なっていることが考えられる（例えば，期間 D の中之島の水位変動）。水温前線の北上に関わる一連の現象を，より定量的な時間発展として議論していくためには，数値実験や，係留系観測による実際の時系列データの取得が必要である。その際，本研究で得られた結果は，数値実験結果の検証および係留系の設置場所の検討材料として非常に有効なものになると考える。

謝　辞

本研究を行うにあたって，九州大学応用力学研究所の今脇資郎教授には，研究者として必要なものの考え方や姿勢，論文作成の技術など，今後の研究生活において活かせる多くの事についてご指導を頂いた。このような研究を行う機会を与えてくださったこと，忍耐強く筆者と向き合ってくださったことに対して，心から感謝の意を表します。また，九州大学応用力学研究所の市川香准教授には，研究内容の論理性，客観性，整合性などについて，本研究を進める中で，常に細かなご指導を頂いた。九州大学応用力学研究所の馬谷紳一郎博士には，観測結果の見方など，研究を進める上で多くの助言を頂いた。お二人に対しても深くお礼申し上げます。さらに，筆者と同じ海洋情報解析学研究室に在籍し常に激励を頂いた皆様に心からお礼申し上げます。本研究における蒼鷹丸による九州南方での観測の実施においては，水産総合研究センター中央水産研究所の秋山秀樹博士，瀬藤聡博士をはじめとする海洋動態研究室の方々に多大なご協力を賜った。また，秋山博士には，筆者が社会人として九州大学大学院に在学して本論文の作成に取り組む上での職場の環境を長年にわたり整備して頂き，常に激励を頂いた。瀬藤博士には，ウェーブレット解析についてのご指導を受けた。水産総合研究センター中央水産研究所の奥野章博士には，周波数解析についてのご指導を受けた。これらの方々にも深謝の意を表します。衛星 SST 画像の処理でお世話になった水産総合研究センター中央水産研究所の清水 学博士，最近の九州南方における黒潮流軸位置に関する情報を提供していただいた水産総合研究センター中央水産研究所の安倍大介博士，6回の九州南方黒潮前線域における観測で多大なご協力をいただいた歴代の蒼鷹丸船長はじめ乗組員の皆様にも心から感謝申し上げます。フェリー航走水温データの提供を受ける際に大変お世話になった鹿児島県水産技術開発センターの田中耕治氏にも心からお礼申し上

げます。職場の上司として大学院への入学の際，および在学中に大変お世話になった水産総合研究センター中央水産研究所の入江隆彦博士，石田行正博士，および宮地邦明博士にも心から感謝致します。ADCP観測について技術的なご指導を頂いた広島大学大学院工学研究科の金子 新教授，黒潮前線渦についての議論で有益な助言を頂いた九州大学応用力学研究所の増田章教授にも深く感謝申し上げます。本研究で使用した水位データについては日本海洋データセンターから，海面気圧データおよび衛星海面水温画像については農林水産省の農学情報資源システムから提供を受けた。この場を借りてお礼申し上げます。本研究は農林水産技術会議フロンティア研究「海洋生物資源の変動要因の解明と高精度変動予測技術の開発」の一部として行われた。最後に，本研究を精神的に支えてくれた両親，兄弟，特に妻・洋子に感謝致します。

参考文献

秋山秀樹，飴矢智之，1991：トカラ海峡周辺における黒潮フロントの変動．海と空，**67**, 113-132.

秋山秀樹，大野裕一，斉藤誠一，1992：トカラ海峡周辺を通過する黒潮暖水舌．海と空，**68**, 99-112.

Ambe D., Imawaki S., Uchida H., and Ichikawa K., 2004 : Estimation the Kuroshio axis south of Japan using combination of satellite altimetry and drifting buoys. *J. Oceanogr.*, **60**, 375-382.

Feng M., Mitsudera H., and Yoshikawa Y., 2000 : Stracture and variability of the Kuroshio current in Tokara Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2257-2276.

花輪公雄，三寺史夫，1985：海洋資料における日平均値の作成について．沿岸海洋研究ノート．**23**, 79-87.

Isobe A, Ando M., Watanabe T., Senjyu T., Sugihara S., and Manda A., 2002 : Freshwater and temperature transports through the Tsushima-Korea Straits. *J. Geophys. Res.*, **107**, C7, 2_1-2_20.

Isobe A., Fujiwara E., Chang P.-H., Sugimatsu K., Shimizu M., Matsuno T., and Manda A., 2004 : Intrusion of the less saline shelf water into the Kuroshio subsurface layer in the East China Sea. *J. Oceanogr.*, **60**, 853-863.

Joyce T.M., 1989 : On in situ "calibration" of shipboard ADCPs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 169-172.

Kaneko A., Koterayama W., Honji H., Mizuno S., Kawatate K. and Gordon R.L., 1990 : A cross-stream survey of the upper 400m of the Kuroshio by an ADCP on towed fish. *Deep-Sea Res.*, **37**, 875-889.

Kawabe M., 1995 : Variations of current path, velocity, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3103-3117.

Kouketsu S., Yasuda I., and Hiroe Y., 2005 : Observation of frontal waves and associated salinity minimum formation along the Kuroshio Extension. *J. Geophys. Res.*, **110**, C08011, doi:10.1029/2004JC002862.

増田 章，奥野 章，2002：黒潮前線渦の傾圧不安定としての側面，九州大学応用力学研究所所報，**122**, 25-36.

宮地邦明，1989：薩南海域におけるマイワシ産卵場の形成にかかわる海洋環境．沿岸海洋研究ノート，**27**, 57-66.

Nagata Y. and Takeshita K., 1985 : Variation of the sea surface temperature distribution across the Kuroshio in the Tokara Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 244-258.

Nakamura H., 2005 : Numerical study on the Kuroshio path states in the northern Okinawa Trough of the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **110**, C04003, doi:10.1029/2004JC002656.

Nakamura H., Ichikawa H., Nishina A., and Lie H.-J., 2003 : Kuroshio path meander between the continental slope and the Tokara Strait in the East Cina Sea. *J. Geophys. Res.*, **108** (C11), 3360, doi : 10. 1029/2002JC001450.

RDI, 1997 : ADCP coordinate transformation - formulas and calculations, RD Instruments, 26pp.

Yamashiro T. and Kawabe M., 1996 : Monitoring of position of the Kuroshio axis in the Tokara Strait using sea level data. *J. Oceanogr.*, **52**, 675-687.

Yamashiro T. and Kawabe M., 2002 : Variations of the Kuroshio axis south of Kyushu in relation to the large meander of the Kuroshio. *J. Oceanogr.*, **58**, 487-503.

付録A　中之島水位と太平洋側マアジ資源量の変動の関係

マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側に輸送される3～6月の中之島の水位の20日程度の周期変動強度と太平洋側のマアジ0歳魚資源量の経年変化を比較した。

太平洋側のマアジ資源量は，1970年台半ば以降低水準で推移していたが，1986年以降顕著に増加し，1990年代半ばには15万トンから16万トンと高水準になった。しかし，1997年から減少し，2000年から2001年にやや増加したものの，2002年からは再び減少し，2005年に10万トンと中水準になった（建田ら，2007）。

マアジ資源量の変動に関して，古藤（1990）は，日本近海に分布するマアジは，東シナ海を主産卵場とする大きな系群と，本州中部以南の沿岸域で分散して産卵する小さな地方群とからなり，資源量の低水準期には殆ど地方群によって占められ，中・高水準期の資源動向は東シナ海からの0歳魚の補給量の多寡に大きく支配されるとの見解を示した。実際，1986年以降の資源量の増大との関連から注目された1986年の太平洋側における0歳魚の大量出現（青山・前川, 1987；北川, 1987）について，青山・前川（1987）は主として九州南方海域で産卵された冬季発生群によるものと推定した。小西・古藤（1988）もこれを支持した。

1986年以降に太平洋側のマアジ資源量が増加し続け維持されたことについて，三谷ら（2001）は，①1986年の補給群に由来する群が太平洋側地先に居着いて太平洋側の資源を維持した，②東シナ海からの補給のための条件が良好に維持され年々の補給が太平洋側の資源を増大させた，という二つの可能性を示した。

九州南方の黒潮前線周辺域は，東シナ海で産まれたマアジの仔稚幼魚が東シナ海から日本南岸沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となることから，その流速場の変動は，太平洋側のマアジ資源量の変動に対して直接的に何らかの影響を及している可能性がある。つまり，その変動の強弱が，上記②の東シナ海からの補給のための条件として作用している可能性がある。

九州南方の黒潮前線周辺域においては，暖水舌形成に伴う水温前線の北上などの20日程度の周期で起こる現象が知られている（例えば，Nagata and Takeshita, 1985; 秋山・飴矢，1991; 秋山ら，1992; Nakamura *et al.*, 2003）。そこで，九州南方の黒潮流軸付近に位置する中之島の水位の20日程度の周期変動に着目し，1984～2003年の20年間について，その変動強度と太平洋側マアジ資源量の経年変化の対応関係について調べる。

日本海洋データセンターから提供を受けた1984～2003年の中之島の毎時水位データ（海上保安庁観測）に潮汐成分除去，日平均，大気補正（2.4節で示した手順①～③）を施して得られた20年間の毎日データを使用した。欠測部分を線形補間したこのデータに対して，ウェーブレット解析を行った（Torrence and Compo, 1998）。ウェーブレット解析とフーリエ解析とを比較すると，後者が時系列の平均的な変動の強さを求める手法であるのに対し，前者は変動の強さ（本研究ではウェーブレットエネルギーと呼ぶ）を局所的に求める手法である。

Fig. A-1に1984～2003年の中之島水位の時系列（下段）とウェーブレット解析結果（上段）を示す。20日程度の周期変動は1984～2003年の全期間を通してしばしば卓越していたことが分かる。しかし，マアジ仔稚魚が東シナ海から太平洋側へ輸送される3～6月について着目すると，20日程度の周期変動の変動強度に経年的な違いが見られる。例えば，1986，1989，2000年に変動強度が大きかったことが分かる。

そこで，マアジ仔稚幼魚が東シナ海から太平洋側に輸送される3～6月について周期10～30日のウェーブレットエネルギーの平均（Fig. A-2の上段の各図に赤線で示した領域における平均）を各年について求め，20日程度の周期変動の変動強度の時系列を作成した。この変動強度の時系列と，建田ら（2007）の2005年を最終年としたコホート解析で得られた1984～2003年のマアジ太平洋系群の0歳魚資源量および親魚量の時系列を比較した。

Fig. A-2に，中之島の水位の20日程度の周期変動強度の時系列（◆）をマアジ太平洋系群0歳魚の資源量の時系列（▲）とともに示す。両者の前年からの増減について調べたところ，19年中の14年（74%）で両者の増減が一致していた（Fig. A-2において両者の増減が一致するところに線を表示した）。さらに，変動強度は，1980年代半ばから1990年代半ばにかけて続いた資源量増大のきっかけとなった太平洋側における0歳魚の大量出現が起こった1986年に最大となっていた。

文　献

青山雅俊，前川千尋，1987：1986年相模湾におけるマアジ当歳魚の大量漁獲，水産海洋研究，**51**, 97-100.

北川大二，1987：岩手県沿岸域のマアジ幼魚の大量漁獲．水産海洋研究，**51**, 100-102.

小西芳信，古藤　力，1988：最近の南西外海域におけ

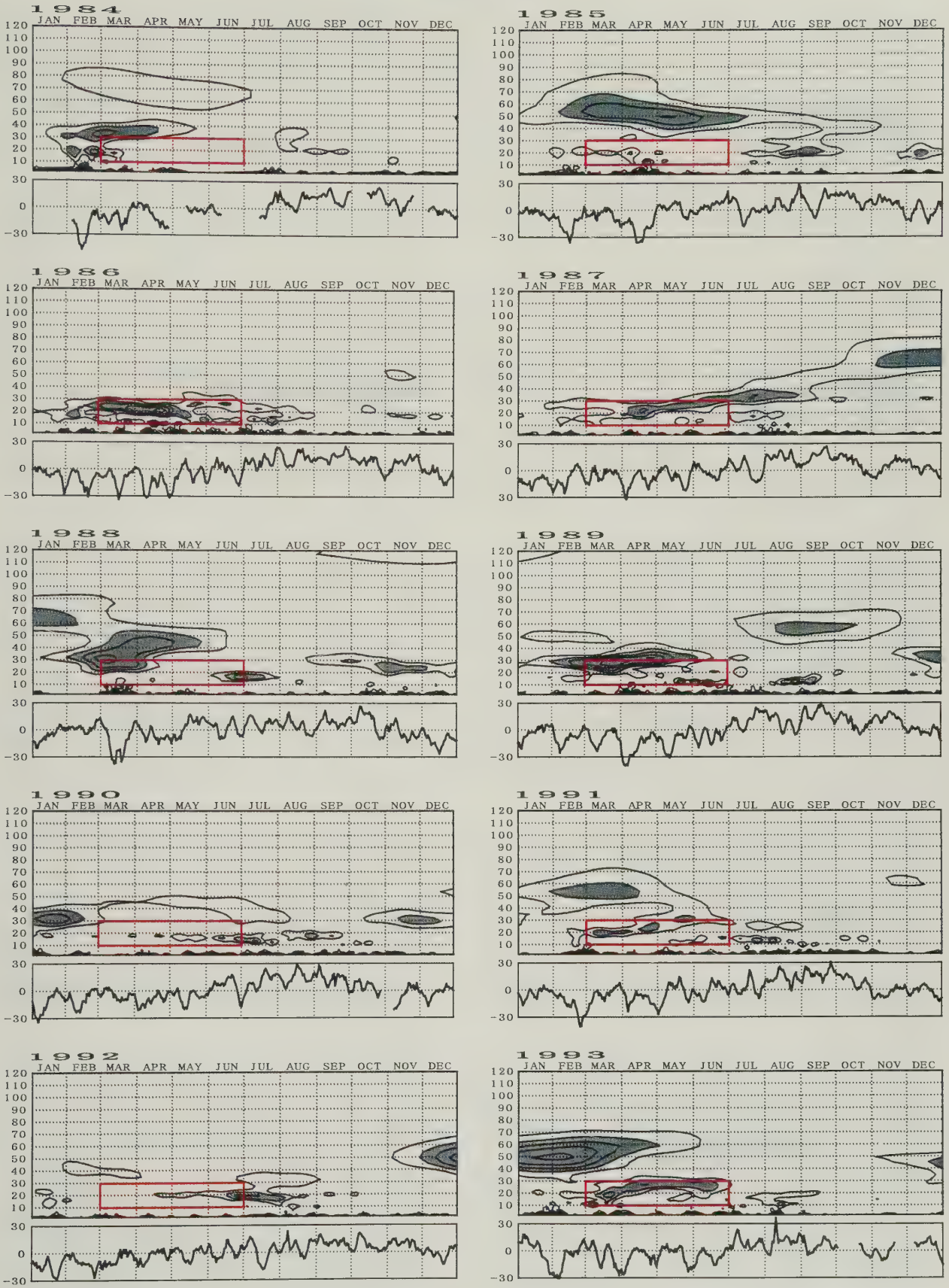


Fig. A-1. Time series of the sea level anomaly (in cm) at Nakanoshima in 1984–2003 (lower panels) and time-cycle (in day) diagrams of the wavelet energy (upper panels). Contour interval of the wavelet energy is 25 cm^2 and gray painting parts show 50 cm^2 or more. Average wavelet energy in Fig. A-2 is calculated in the red squares shown in panels.

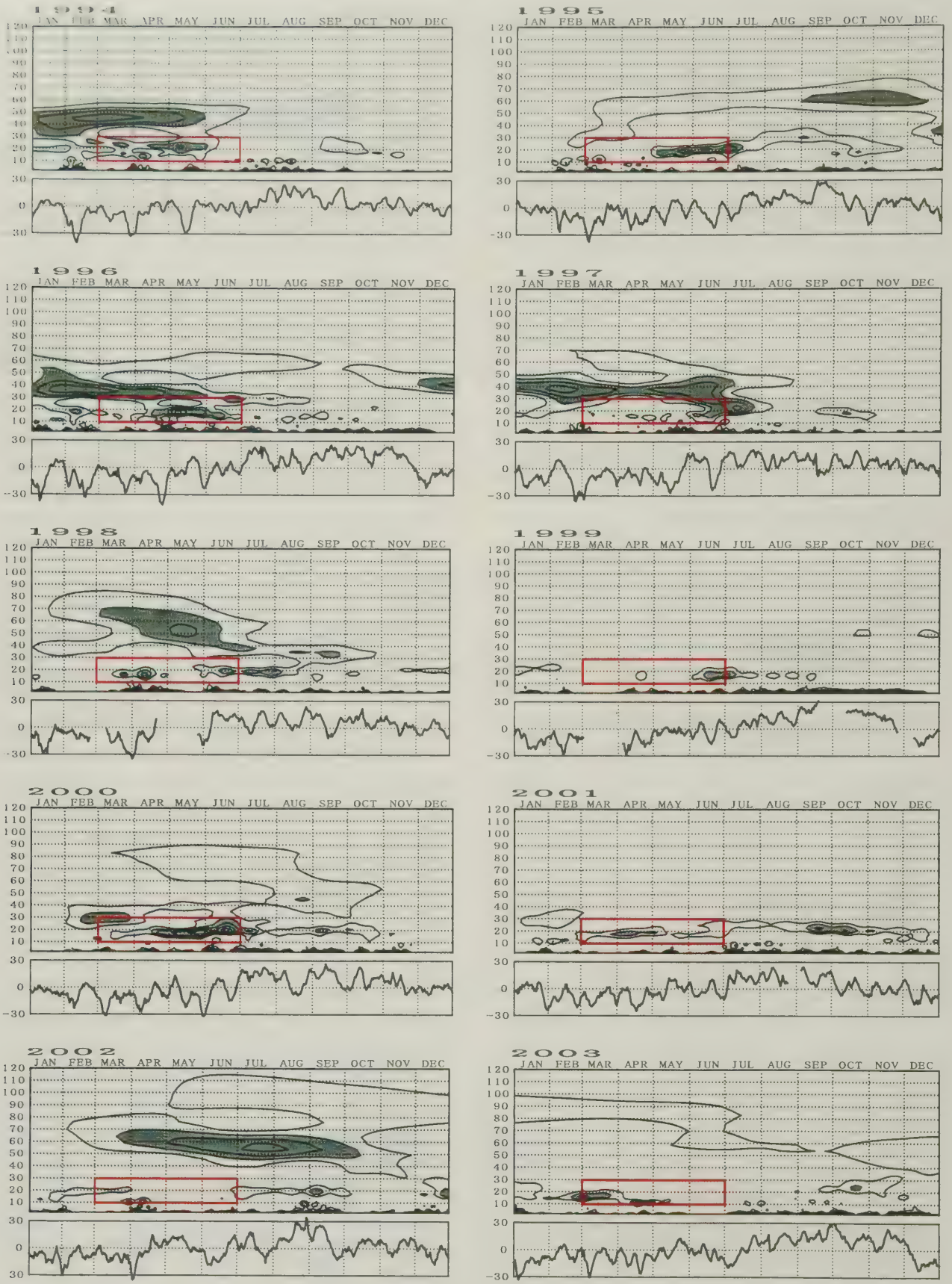


Fig. A-1. Continued.

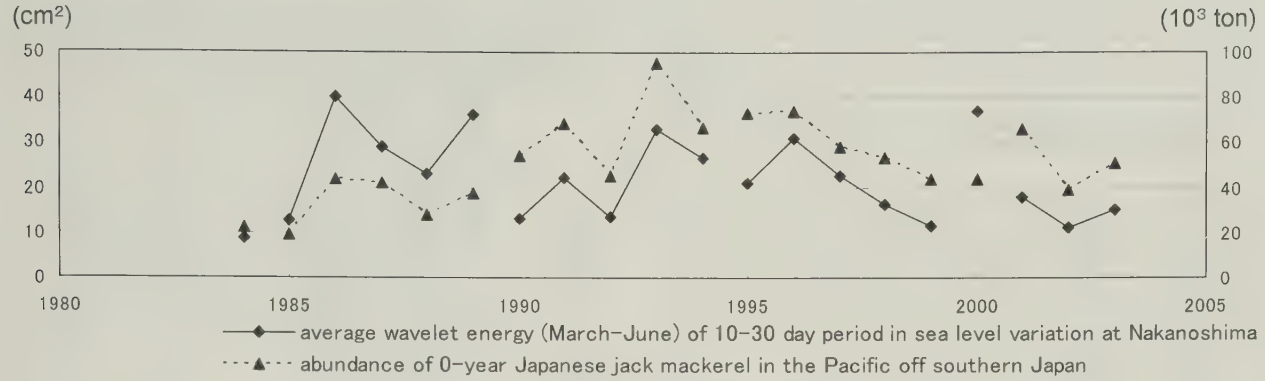


Fig. A-2. Year-to-year comparison between average wavelet energy (March-June) of 10-30 day period in sea level variation at Nakanoshima and abundance of 0-year Japanese jack mackerel in the Pacific off southern Japan (Takeda *et al.*, 2007). Graphic lines are drawn when both of them increase or decrease.

るマアジの発生量．南西外海の資源・海洋研究，**4**, 89-92.

古藤　力，1990：太平洋岸におけるマアジ資源の動向について，水産海洋研究，**54**, 47-49.

三谷卓美，上原伸二，石田　実，斉藤　勉，2001：マアジの資源変動と加入過程の把握．黒潮の資源海洋研究，**2**, 45-54.

建田夕帆，赤嶺達郎，西田 宏，石田 実，勝川木綿，2007：平成18年度マアジ太平洋系群の資源評価．平成18年度我が国周辺水域の漁業資源評価（魚種別系群別資源評価・TAC 種）第１分冊，水産庁増殖推進部・独立行政法人水産総合研究センター・北海道区水産研究所・東北区水産研究所・中央水産研究所・日本海区水産研究所・遠洋水産研究所・瀬戸内海区水産研究所・西海区水産研究所・水産工学研究所，東京，71-92.

Torrence C. and Compo G. P., 1998 : A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 61-78.

付録 B　LADCP 観測データと船底 ADCP データの比較

本研究の独自のデータ処理方法を用いて得られた LADCP 観測データの妥当性を，船底 ADCP データとの比較により検証した。Fig. B-1に，５回の観測 A，C ～ F で得られた LADCP データ（36 m 深流速分布）と，蒼鷹丸の RDI 社製の75kHz 船底 ADCP による測流結果を一緒に示し，二つのデータを相互に比較した。観測 A，C，D については93測点，観測 E，F については82測点のデータを使用した。観測 B については，船底 ADCP が故障していた。今回の船底 ADCP 観測は，16 m 間隔50層の設定（第１層は36 m）で行われたが，当海域における測流可能範囲は500～600 m 程度であった。船底 ADCP データは，１分間隔で取得した相対流速（20ピング平均）に10分移動平均を施し，これに５秒間隔で取得した DGPS の位置データから推定した船速（10分間隔の２データから算出した５秒間隔の船速に１分移動平均を施したもの）を加算して絶対流速とし，内挿により0.5海里間隔のデータを作成した。船底 ADCP トランスデューサーの取り付け角の誤差補正は，Joyce (1989) の方法で行った。船底 ADCP の精度は，船速推定誤差により10 cm/sec 以下程度である（金子・伊藤，1994）。Fig. B-1には，船速が５ノット以上の時のデータのみを表示した。今回の LADCP データは海底近くで得られるボトムトラッキングデータを起点として海面方向に順次流速プロファイルを積分した結果であり，海面近くほど誤差が大きくなる。一方，船底 ADCP データは，トランスデューサーから近い層ほど精度が高い。そこで，36 m 深（船底 ADCP の第１層）の流速分布で比較した。Fig. B-1における比較の結果は，５回の観測にいずれについても概ね一致していた。

統計的に両者を比較するために，５回の観測の全測点における船底 ADCP の観測層（36～500 m 深における16 m 間隔30層）について，LADCP データ（$U_{L\text{-}ADCP}$, $V_{L\text{-}ADCP}$）と船底 ADCP データ（$U_{VM\text{-}ADCP}$, $V_{VM\text{-}ADCP}$）のデータ対を作成した。船底 ADCP データについては，停船観測中のデータは使用できないので，各測点

Table B-1. Comparison classified by depth between LADCP data and vessel-mounted ADCP data in five observations (A, C, D, E, F). For each of ten depth layers (36 m - 500 m), mean and standard deviation of LADCP data ($U_{L\text{-}ADCP}$,$V_{L\text{-}ADCP}$), and mean difference and rms difference between the LADCP data and vessel-mounted ADCP data ($U_{VM\text{-}ADCP}$,$V_{VM\text{-}ADCP}$) are shown.

Depth (m)	No. of data	$U_{L\text{-}ADCP}$ (cm/sec)		$V_{L\text{-}ADCP}$ (cm/sec)		$U_{L\text{-}ADCP} - U_{VM\text{-}ADCP}$ (cm/sec)		$V_{L\text{-}ADCP} - V_{VM\text{-}ADCP}$ (cm/sec)	
		mean	std	mean	std	mean	rms	mean	rms
36	438	31.4	37.3	2.0	33.1	0.4	14.9	1.8	17.2
52	443	29.2	36.5	2.5	30.8	0.0	14.4	1.7	15.7
68	446	27.2	35.4	2.4	29.9	-0.4	14.2	1.6	14.5
84	441	25.2	34.7	1.9	30.2	-1.2	16.8	2.1	16.1
100	425	22.5	34.5	1.9	29.8	0.4	15.9	2.3	14.8
180	386	17.4	30.9	2.3	27.6	-1.4	23.3	1.9	14.0
260	327	15.0	26.7	2.8	23.1	-2.1	25.3	1.2	16.3
340	253	12.5	23.3	1.7	19.0	0.7	13.8	2.3	14.5
420	226	8.0	16.2	1.3	15.3	0.4	12.4	1.7	15.9
500	181	3.3	14.0	0.7	13.5	-0.2	13.3	2.5	17.4

Table B-2. Comparison classified by observation between LADCP data and vessel-mounted ADCP data in five depth layers (36-100 m). For each of five observations (A, C, D, E, F), mean and standard deviation of LADCP data ($U_{L\text{-}ADCP}$,$V_{L\text{-}ADCP}$), and mean difference and rms difference between the LADCP data and vessel-mounted ADCP data ($U_{VM\text{-}ADCP}$,$V_{VM\text{-}ADCP}$) are shown.

Observation	No. of data	$U_{L\text{-}ADCP}$ (cm/sec)		$V_{L\text{-}ADCP}$ (cm/sec)		$U_{L\text{-}ADCP} - U_{VM\text{-}ADCP}$ (cm/sec)		$V_{L\text{-}ADCP} - V_{VM\text{-}ADCP}$ (cm/sec)	
		mean	std	mean	std	mean	rms	mean	rms
A	455	23.5	30.8	7.0	25.0	-1.0	14.3	3.6	18.5
C	458	29.1	32.1	-1.9	41.6	-1.3	18.0	0.3	16.8
D	459	30.3	38.1	9.1	31.4	-3.2	14.9	2.3	12.8
E	405	28.3	40.9	1.2	24.2	4.0	13.5	3.2	14.2
F	416	24.3	36.4	-5.6	24.2	1.4	15.0	0.0	15.4

位置から2海里以内で5ノット以上の船速で航行中のデータの平均値を使用した。36 m深のすべてのデータ対を使用してU成分，V成分それぞれについて相関係数を求めると，それぞれ0.92，0.86であった。

Table B-1には，36 m深から500 m深までの計10層について，5回の観測の全測点のLADCPデータと船底ADCPデータの差の平均値とrms値を示した。rms値は，180 mと260 mのU成分を除くと，各深度間に大きな違いが見られず，いずれも15 cm/sec程度であった。180 mと260 mのU成分の大きなrms値については，大陸棚斜面上の測点における船底ADCPデータの異常値に起因していた。

また，各深度における水平流速場の空間変動特性を把握するために，Table B-1には各深度についてLADCPデータの平均値と標準偏差も示した。標準偏差は，36～340 m深の8層においては，前述したLADCPデータと船底ADCPデータの差のrms値より大きく，仮にこのrms値がすべてLADCPデータの誤差であったとしても，これらの深度における水平流速場の空間変動についての記述は十分可能であると言える。420 m深および500 m深の2層においては，標準偏差とrms値が同程度であるが，このrms値についてはLADCPデータの誤差そのものと言うわけではなく，船底ADCPデータの誤差（前述したとおり10 cm/sec以下程度）も反映されたものである。さらに，前述したとおり，今回のLADCPデータは海底近くで得られるボトムトラッキングデータを起点として海面方向に順次流速プロファイルを積分した結果であり海底近くほど精度がよい。よって，これらの深度における水平流速場の空間変動についての記述の可否に

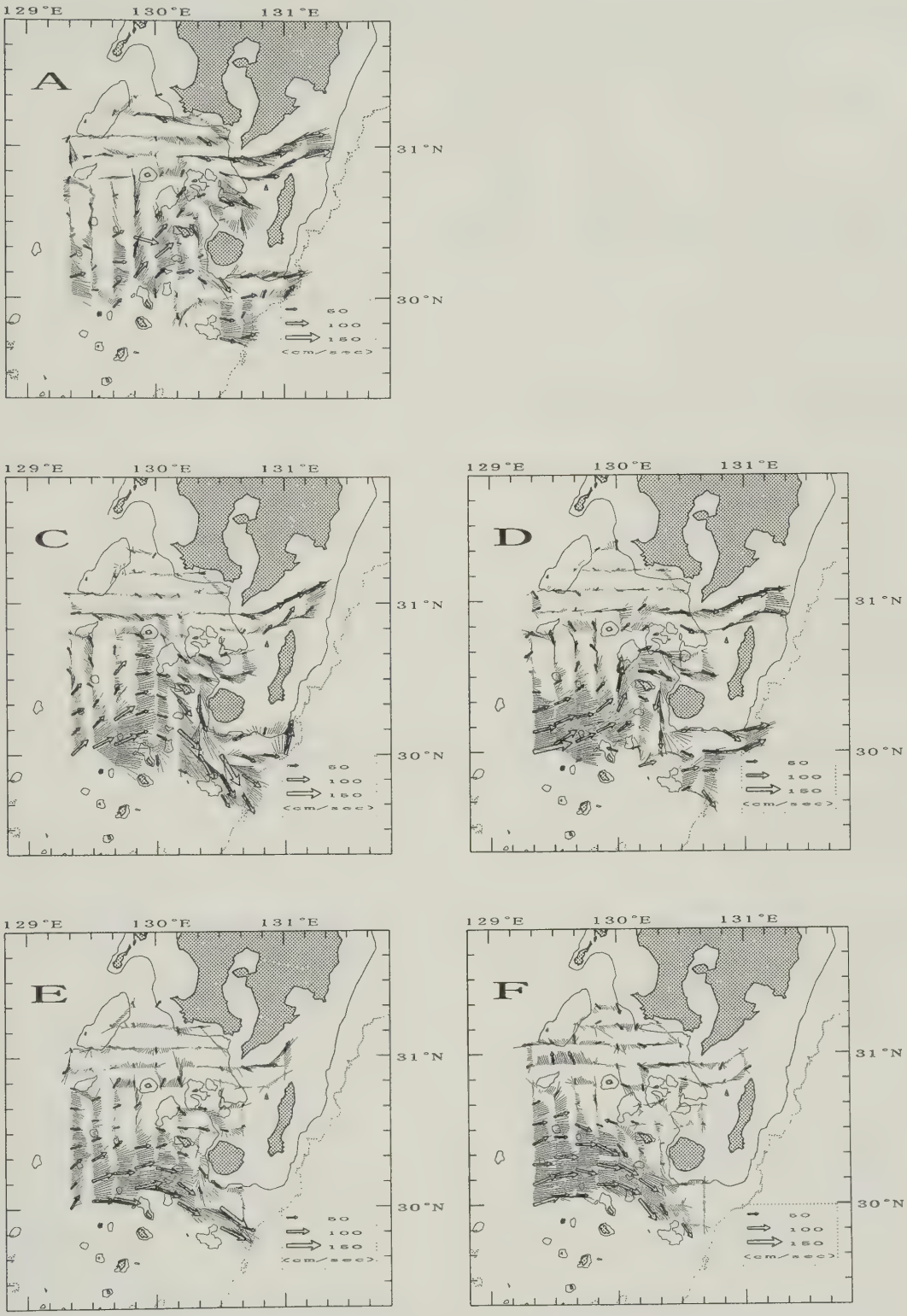


Fig. B-1. Comparison between LADCP data (arrow) and vessel-mounted ADCP data (line) for 36 m velocity fields in five observations (A, C, D, E, F) by the RV Soyomaru (see Table 2-1). Depth contours of 200 m are shown by thin solid lines, and those of 1000 m are shown by thin dotted lines.

ついては，この結果のみからは判断できない

各観測間における観測精度のばらつきの有無についても調べた。Table B-2には，5回の各観測について，全測点の36 m深から100 m深までの計5層のLADCPデータと船底ADCPデータの差の平均値とrms値を示した。rms値は，各観測間に大きな違いが見られず，いずれも15 cm/sec程度であり，各観測時の海況や密度成層の違いに関係なく，常に一定の精度が得られていたと言える。

文　献

金子　新，伊藤集通，1994：ADCPの普及と海洋学の発展．海の研究，3, 359-372.

水研センター研報，第27号，43－94，平成21年
Bull. Fish. Res. Agen. No. 27, 43-94, 2009

博士号論文

The effect of sea ice on the oceanographic structure and phytoplankton biomass in the Nemuro Strait, a nursery area of salmon *1

Ikutaro SHIMIZU *2

Abstract：Coastal waters of the Okhotsk Sea and the Nemuro Strait of east Hokkaido are important nursery grounds for salmon fry released from hatcheries to the rivers of these districts. As an annual event in these coastal regions, sea ice drifting from the north of the Okhotsk Sea covers the area in winter and phytoplankton blooms occur following the retreat of sea ice in the spring. Spring phytoplankton blooms are thought to be important precedents to zooplankton production which supports the growth of salmon fry during their first oceanic stage. With establishment of a better management scheme of salmon resources as the ultimate goal, the objective of this study is to fill the gaps in our knowledge about mechanisms through which sea ice affects hydrography and phytoplankton production in the Nemuro Strait.

Through analyzing water temperature, salinity, nutrients (nitrate, phosphate and silicate) and chlorophyll *a* collected during January and July in 1998–2002, the water under the ice cover was revealed as being nutrient-rich. As judged by nutrient ratios (N：P=11.2 and Si：P=23), the origin of the water under sea ice was considered to be Okhotsk Intermediate Cold Water which entered the Nemuro Strait before sea ice encroached. Nutrient-poor Soya Warm Water was found in the Nemuro Strait during summer only.

Intensive study in 1998 revealed that massive phytoplankton blooms occurred after sea ice retreat in late March. Size fractionated chlorophyll *a* data showed the majority of phytoplankton was composed of >10 μm size, but small size fractions (2–10 μm and <2 μm) increased as the season progressed. Zooplankton abundance peaked following the spring phytoplankton bloom in 2001, and the most dominant component was Copepoda, followed by Sagittoida or jellyfishes.

Massive phytoplankton blooms occurred after sea ice retreat in most years with the exception of 1999 when sea ice retreat was delayed to late April. The major mechanism of the onset of the phytoplankton blooms is the water column stratification due to ice melt combined with the development of a deep mixing layer within the critical depth. A moderate phytoplankton bloom in 1999 was attributed to a shallow mixing depth which limited nutrient availability for phytoplankton.

The present results regarding the effect of the timing of sea ice retreat on the magnitude of phytoplankton blooms are opposite to those predicted from Hunt *et al.*'s hypothesis for the Bering Sea. This difference in the consequences of sea ice-phytoplankton bloom relationships between the Nemuro Strait and the Bering Sea may be reconciled if one takes into account of dissimilar daily solar radiation at equivalent seasons which would have a dissimilar effect on sea ice melting. The Bering Sea is located at higher latitudes than the Nemuro Strait, hence daily solar radiation in the former are much less than in the latter, and in the former early retreat of sea ice is not associated with meltwater leading to water column stratification.

2008年12月15日受理（Received on December 15, 2008）
*1 北海道大学審査学位論文（Ph.D. Thesis, Hokkaido University）（掲載に際し投稿規定に沿って一部修正した）
*2 中央水産研究所水産経済部　〒236-8648　神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4
（Fisheries Economy Division, National Research Institute of Fisheries Science, 2-12-4, Fukuura, Kanazawa, Yokohama 236-8648, Japan）

Analysis of historical data showed that accumulated ice concentration has both positive and negative effects on fisheries resources. The return rates (percentage of mature salmon returning relative to the total number of fry released) of chum and pink salmon were negatively correlated with accumulated ice concentrations. Return rates of chum salmon were high in the years when their fry were released well after the sea ice retreat. Provision of food for fry before release improved the return rate of mature chum salmon, but the rate has been variable year to year due to reasons which are unknown at present.

To improve the return rate of mature salmon, future study should be directed to ward evaluating the change of food environments for salmon juveniles (zooplankton) in relation to the force of sea ice, especially during periods of sea ice retreat. Given that migration of salmon juveniles from the coastal waters into the Okhotsk Sea represents the first stage of their oceanic life, zooplankton production cycles in the Okhotsk Sea should be evaluated in order to diagnose feeding conditions of salmon juveniles, which affect their subsequent survival.

Key Words : sea ice, phytoplankton, salmon, Nemuro Strait, Okhotsk Sea

Contents

Abstract
Chapter 1. Introduction
Chapter 2. Oceanographic conditions in the Nemuro Strait during the ice season
2.1 Materials and methods
2.2 Results
2.2.1 Water mass
2.2.2 Phytoplankton blooms and zooplankton
2.3 Discussion
Chapter 3. Chlorophyll *a* and nutrient concentrations in the Nemuro Strait after sea ice retreat
3.1 Materials and methods
3.2 Results
3.2.1 Water temperature, salinity and nutrients
3.2.2 Phytoplankton biomass and its size composition
3.3 Discussion
Chapter 4. Between-year variations in chlorophyll *a* and nutrients in the Nemuro Strait after sea ice retreat
4.1 Materials and methods
4.2 Results
4.2.1 Dynamics of sea ice
4.2.2 Light conditions
4.2.3 Water temperature
4.2.4 Salinity and density
4.2.5 Mixed layer, euphotic zone and critical depth
4.2.6 Nutrients
4.2.7 Chlorophyll *a*
4.3 Discussion
Chapter 5. Historical data analysis
5.1 Sea ice and fishery production along the Okhotsk coast of Hokkaido
5.2 The return of salmon to the Okhotsk Sea coast of Japan
5.3 Sea ice and the return of mature salmon
5.4 Sea ice and artificial salmon enhancement
Chapter 6. General Discussion
Acknowledgments
References

Chapter 1. Introduction

Sea ice is distributed in high latitude seas, typically Antarctic and Arctic waters, covering an area of up to 7 % of the surface of the earth in winter (Comiso *et al.*, 1990). Our knowledge about the impacts of sea ice on biological process in the pelagic ecosystem has increased rapidly in both the Arctic (Wassman *et al.*, 2006) and Antarctic Oceans (Smith and Nelson, 1985; Garrison *et al.*, 1987; Sakshaug and Skjoidal, 1989; Comiso *et al.*, 1990; Lancelot *et al.*, 1991; Riebesell *et al.*, 1991; Bianchi *et al.*, 1992; Schloss and Estrada, 1994; McMinn, 1996; Dunbar *et al.*, 1998).

In the northern North Pacific Ocean, sea ice occurs during part of the year (winter) in the Bering and Okhotsk Seas. Intensive studies have been made on the effect of sea ice on the production cycle in the Bering Sea (Alexander, 1980; Alexander and Niebauer, 1981; Schandelmeier and Alexander, 1981; Niebauer and Alexander, 1985; Niebauer *et al.*, 1990; Niebauer *et al.*, 1995; Stabeno *et al.*, 1998; Hunt Jr. *et al.*, 2002). While comparable studies in the Okhotsk Sea are still lacking, results from other ice covered pelagic ecosystems show that ice meltwater enhances the density stratification during ice retreat in the spring and facilitates phytoplankton blooms (Alexander and Niebauer, 1981). Biological processes other than phytoplankton in sea ice covered areas were reviewed by Diekmann and Hellmer (2003).

As an area which is covered by ice in winter in the North Pacific, the Nemuro Strait located in the southern Okhotsk Sea is of special interest in this study because it is an area in which hatchery-raised fry are released to rivers flowing into the strait in order to improve management of salmon resources. Chum salmon (*Onchorhynchus keta*) fry are released in the spring, spend their early life in the coastal waters of the Nemuro Strait, and then migrate into the Okhotsk Sea to spend their first summer. Chum salmon move to the western subarctic gyre for their first winter, then they migrate between summer feeding grounds in the Bering Sea and wintering grounds in the Alaskan Gyre for a period of up to four years, and finally return to their mother rivers to spawn (Ueno and Ishida, 1996; Urawa, 2000). A historical record of salmon hatcheries in this district which goes back to the 1950s shows a strong relationship between the seasonal occurrence of sea ice and the return of mature salmon to mother rivers as discussed in this study (see Chapter 5).

The objective of this study is to fill gaps in our knowledge about the effects of sea ice on the oceanographic conditions and phytoplankton growth through the collection and analysis of field data in the Nemuro Strait. As the first attempt in the Nemuro Strait, field surveys were carried out during ice-covered periods using icebreaking vessels and in so doing seasonal sequences of water mass, nutrient regime, chlorophyll *a* and zooplankton abundance data were collected (Chapter 2). Special attention was paid to the incidence of phytoplankton blooms during the ice retreat season (Chapter 3), and the mechanism determining the year-to-year variations in the magnitude of phytoplankton blooms was explored (Chapter 4). To link these data to salmon resources, historical data on sea ice coverage, hatchery production, and fishery yields of salmon and other commercial species were summarized and analyzed (Chapter 5). As a synthesis, future study needed for the establishment of a better management scheme of salmon resources through adjusting the activities of hatcheries is proposed (Chapter 6).

Chapter 2. Oceanographic Conditions in the Nemuro Strait during the Ice Season

Sea ice begins to form in coastal waters of the northern Okhotsk Sea off Magadan province in Russia early in the winter. The southward advance of sea ice is affected by a seasonal wind in winter and by the East Sakhalin Current of which volume transport reaches a maximum in December-January (Itoh and Ohshima, 2000; Ohshima *et al.*, 2002; Ito *et al.*, 2003). Sea ice advances southward and reaches the coast of the Okhotsk region of east Hokkaido. The coastal waters of the Okhotsk region and the Nemuro Strait of east Hokkaido are covered with sea ice between late January and middle or late March of every year. As a hydrographical feature of the southwestern Okhotsk Sea and the Nemuro Strait, these regions are under the influence of the Soya Warm Current which flows along the Okhotsk Sea coast of Hokkaido (Aota, 1979; Aota and Takizawa, 1994). Thus, the hydrography of the Nemuro Strait is complicated by the effect of not only sea ice but also by the warm current.

In this chapter, the properties of water masses prevailing in the Nemuro Strait are discussed with special reference to the winter ice season.

2.1 Materials and methods

Oceanographic observations were conducted at six stations on a transect (0.5, 1, 2, 4, 6 and 8 km from coast) off Rausu in the northern Nemuro Strait in January (before sea ice reaches the coasts) through July (no ice) in 1998-2002 (Fig. 2-1). An

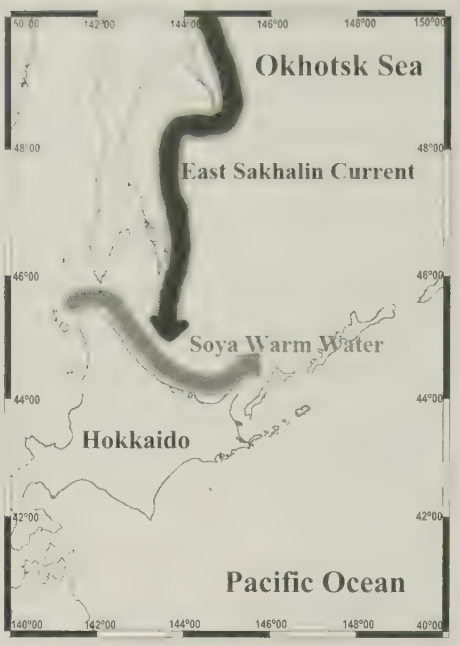


Fig. 2-1. Nemuro Strait (arrowed) as a marginal sea of the southwestern Okhotsk Sea (*top*), and MODIS satellite image of sea ice extension to the Okhotsk Sea and the Nemuro Strait in winter (*bottom*). The East Sakhalin Current and Soya Warm Current are superimposed in the top panel.

extensive sampling program was conducted in 2002 (9 times including 20 March; 9, 16 and 23 April; 8 and 22 May; 5 and 26 June; and 17 July) during the period in which there occurred an ice edge bloom and an open water bloom of phytoplankton. Under sea ice observations were made on board the Japan Coast Guard icebreaker *Teshio* on 4 April in 1999. Water temperature and salinity were measured with a Memory STD (Alec Electronic Co., Ltd.). Transparency was measured with a Secchi disk. Water samples were routinely collected from 9 depths in the top 200 m (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150 and 200 m) with a Rigo-B sampler (Rigosha Co., Ltd.). At the stations shallower than 200 m, the number of sampling depths was reduced accordingly. Sampled water was filtered through

Whatman GF/F filters. Nutrient (nitrate, phosphate and silicate) concentrations were analyzed by using a Hitachi 100-60 spectrophotometer (Hitachi Co., Ltd.) and Flow Injection Analyzer 5020 (Tecater Co., Ltd.). Chlorophyll *a* was extracted from filters with methanol solutions (Otsuki *et al.*, 1987) and quantified with Turner AU-10 fluorometer (TurnerDesign Co., Ltd.).

Continuous monitoring of water temperature, salinity, dissolved oxygen concentration, current direction and speed in real time was accomplished through use of the Coastal Area information Network System (CANS), which was located 5 km off Shibetsu in the southern Nemuro Strait at a depth of 15 m (Fig. 2-2). A sediment trap bottle (diameter; 15 cm, length; 40 cm, filled with 8 % formalin-40 psu salted water to prevent advection of the fixative from the bottle) was mounted on the CANS to collect zooplankton, which was recovered seven times at two week intervals. Zooplankton thus collected are so called "swimmers" (cf. Seiler and Brandt, 1997) and assumed to be an index of zooplankton abundance in the water column in this study. The entire observation period ranged between late January and late July in 2001.

2.2 Results

2.2.1 Water mass

Continuous temperature and salinity records at 15 m depth at the station off Shibetsu showed that although salinity was >33 psu from mid February to the end of March, it decreased rapidly to 32 psu in early April and this low salinity was maintained until the end of April (Fig. 2-3). It is noted that the station was ice-covered from early February to late March. In the northern Nemuro Strait, temperature was about -2℃ (close to the freezing point of seawater) and salinity was around 33 psu during the ice-covered season (Figs. 2-4 and 2-5). Salinity decreased suddenly to 32 psu and temperature increased to 0℃ in early April when the sea ice

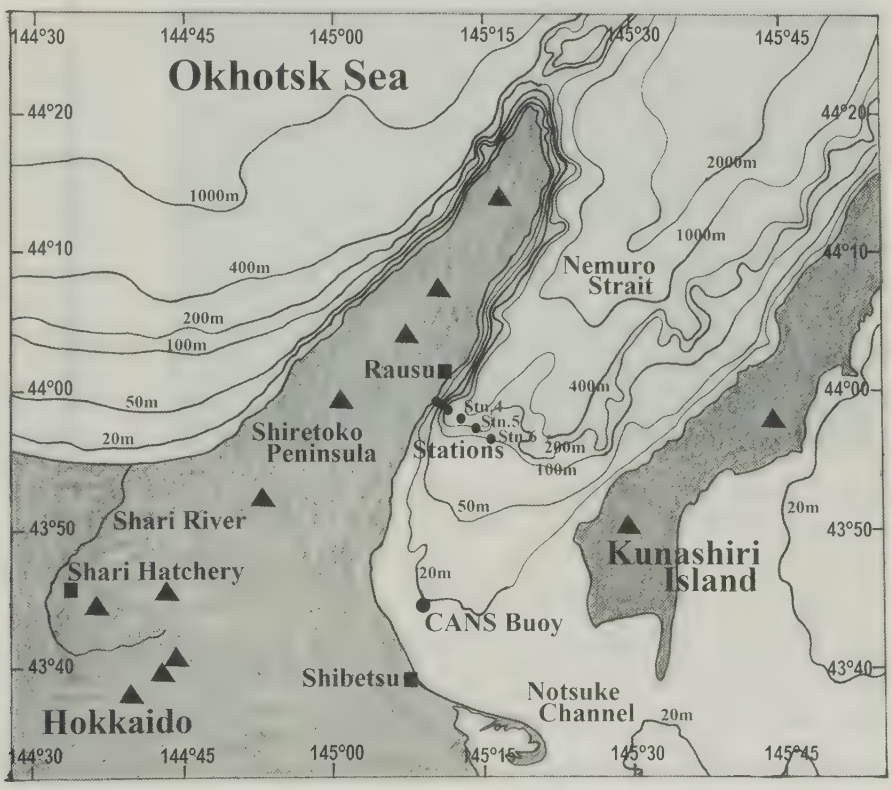


Fig. 2-2. Sampling stations off Rausu in the northern Nemuro Strait and the location of CANS buoy off Shibetsu in the southern Nemuro Strait.

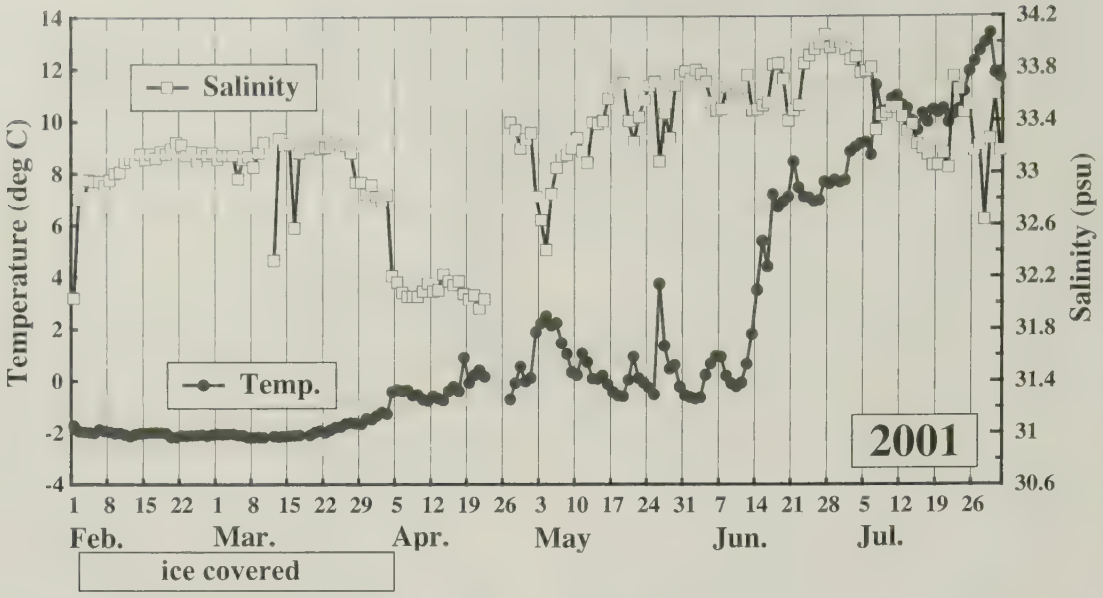


Fig. 2-3. Continuous records of temperature and salinity measured with a CTD fixed at 15 m depth at CANS buoy station located 5 km off Shibetsu during February-July 2001.

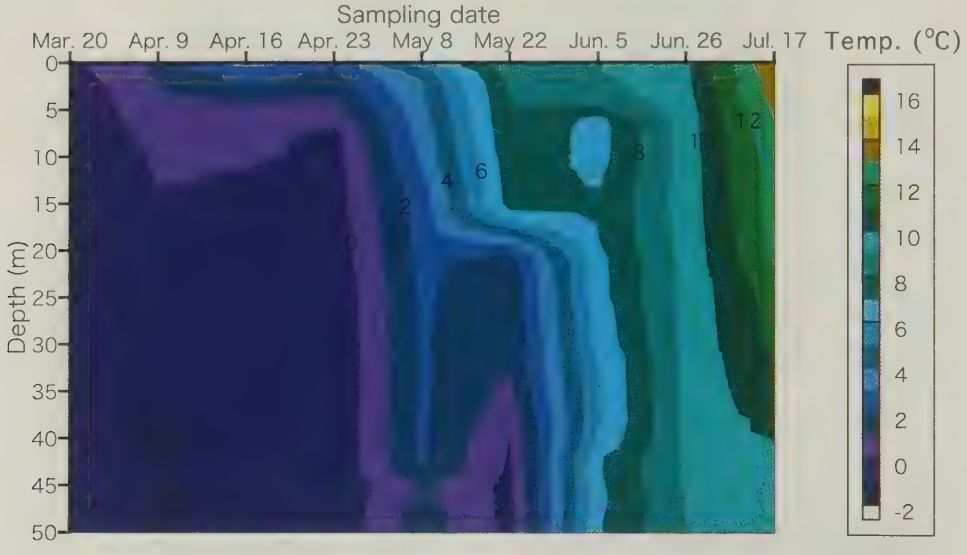


Fig. 2-4. Vertical profile of water temperature at the station 2 (1 km off Rausu) in the Nemuro Strait during March-July 2002.

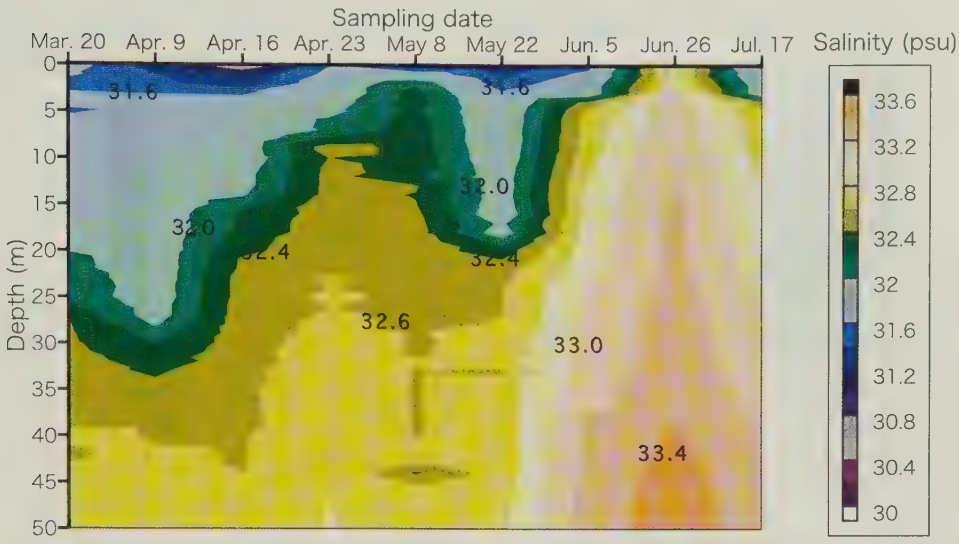


Fig. 2-5. Vertical profile of salinity at the station 2 (1 km off Rausu) in the Nemuro Strait during March-July 2002.

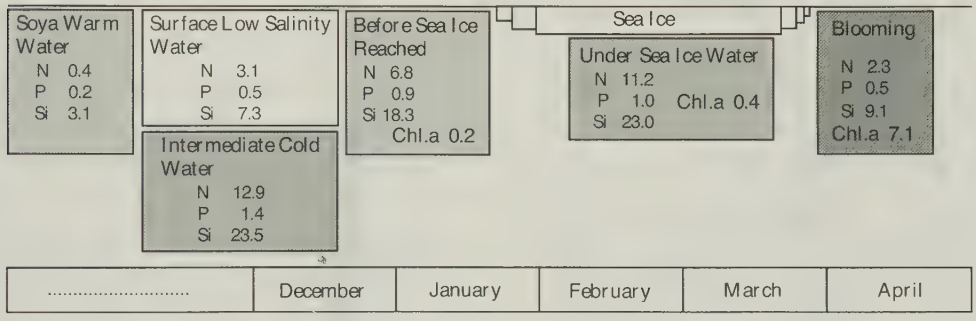


Fig. 2-6. Schematic presentation of seasonal sequences of water masses in the Nemuro Strait and associated changes in nutrient regimes and chlorophyll *a* in 1998 and 1999. See text for details.

retreated from Rausu. Temperatures continued to rise in early May. Phytoplankton blooms were observed late April when salinity decreased. Water temperatures of less than 0℃ were seen until early April, after which they increased gradually and reaching 1-7℃ in mid June.

The nutrients and chlorophyll *a* were measured in 1998 and 1999. Mean nitrate-N, phosphorus-P, silicate-Si and chlorophyll *a* concentrations in the top 10 m across the six stations were 6.8 μmol N, 0.9 μmol P, 18.3 μmol Si and 0.2 μg chl *a* l^{-1}, respectively, before the sea ice area was reached. Under the sea ice, respective figures were 11.2 μmol N, 1.0 μmol P, 23.0 μmol Si and 0.4 μg chl *a* l^{-1}, and during phytoplankton blooms concentrations were 2.3 μmol N, 0.5 μmol P, 9.1 μmol Si and 7.1 μg chl *a* l^{-1} (Fig. 2-6).

2.2.2 Phytoplankton blooms and zooplankton

Phytoplankton blooms occurred at the ice edge, and then in open water at the Station 2 off Rausu in 2002 (Fig. 2-7). The ice edge bloom was already underway when the present sampling program was initiated on 20 March 2002, and the chlorophyll *a* maximum (8-9 μg chl *a* l^{-1}) observed at 5-10 m depth deepened to 20-25 m depth on 9 April, and then collapsed on 16 April. On 23 April, moderate concentrations of chlorophyll *a* (3-4 μg chl *a* l^{-1})

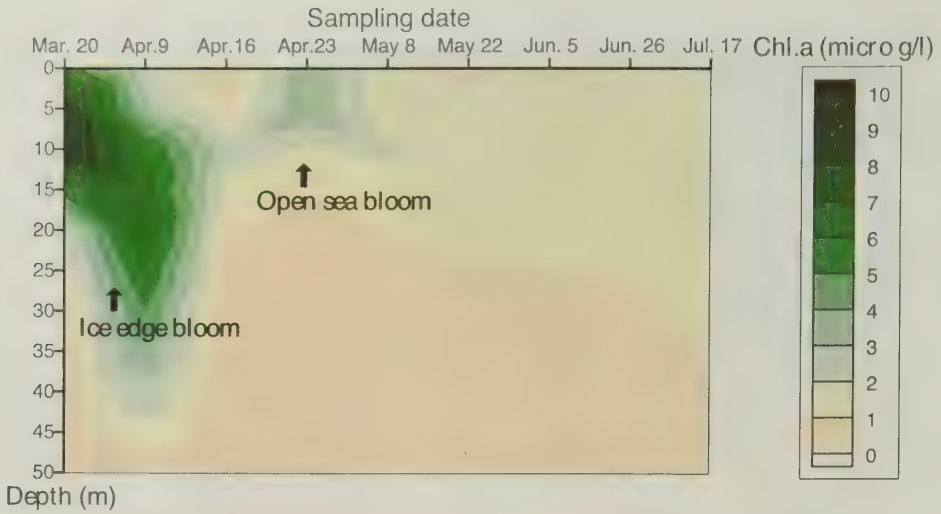


Fig. 2-7. Vertical profile of chlorophyll *a* at the station 2 (1 km off Rausu) in the Nemuro Strait during March-July 2002.

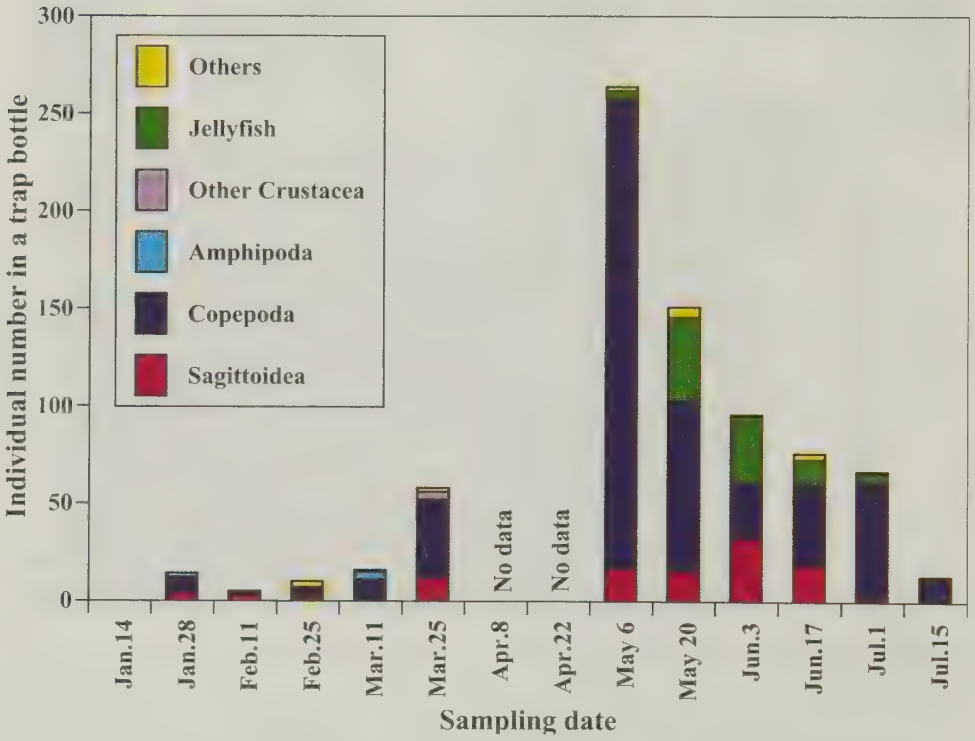


Fig. 2-8. Zooplankton abundance and composition at CANS buoy station located 5 km off Shibetsu in the Nemuro Strait during January-July 2001.

were detected in the top 10 m (open sea bloom), but this was not observed in the next sampling on 8 May (Fig. 2-7).

Zooplankton samples collected in the sediment trap located at a depth of 15 m were composed of Copepoda, Ampipoda, other Crustacea, Sagittoidea, jellyfish and others (Fig. 2-8). Because of the nature of the collection method (sediment trap), the results cannot be regarded as quantitative, but may still reflect their abundance in the water column. Numbers of zooplankton were low from January to March, increasing gradually during the ice season, and forming a peak in early May. After the peak, zooplankton numbers decreased toward the end of the sampling program of this year (15 July 2001). Throughout the samples, the most dominant zooplankton taxon was Copepoda, followed by Sagittoidea or jellyfish (Fig. 2-8).

2.3 Discussion

A rapid increase in water temperature from 0 to 8℃ was seen in mid June 2001, accompanied by moderate increase in salinity from 33.6 to 34 psu (Fig. 2-3). The water mass of salinity >33.6 psu observed in the Okhotsk coast of Hokkaido has been identified as the Soya Warm Water (Aota, 1979). The main factor affecting the transport volume of the Soya Warm Water is the difference in water levels among the northern Japan Sea, Soya Strait and Shiretoko Peninsula (Aota, 1984). The current from the Japan Sea coast of Hokkaido to the Nemuro Strait has been evaluated by tracking floating objects (Aota, 1984; Aota and Matsuyama, 1987). The present results of a rapid increase in water temperature and salinity in mid June off Shibetsu (Fig. 2-3) are indicative of inflow of the Soya Warm Water into the Nemuro Strait.

The ratios of nutrients (N:P and Si:P) may be used as a marker of water masses occurring in the Nemuro Strait (Table 2-1). From this perspective, the Soya Warm Water and the Surface Low Salinity Water are characterized by low N:P ratio and low Si:P ratio, respectively. According to Aota (1979) and Aota and Takizawa (1994), the Soya Warm Water is usually replaced with the Surface Low Salinity Water in late autumn before sea ice reaches the Okhotsk coast of Hokkaido in the following year. The Soya Warm Current is nutrient poor (0.4 μ mol N, 0.2 μ mol P and 3.1 μ mol Si; Maita and Toya, 1986). Itoh and Ohshima (2000) suggested that the sea level at the Hokkaido coast of the Okhotsk Sea reaches its maximum in December due to the intrusion of cold East Sakhalin Current Water. From these seasonal sequences, it is clear that the nutrient-rich Intermediate Cold Water of the Okhotsk Sea (12.9 μ mol N, 1.4 μ mol P and 23.5 μ mol Si; Maita and Toya, 1986) reaches the Okhotsk coast of Hokkaido before the sea ice does, and remains under the sea ice during the winter season (Fig. 2-6).

The open water bloom of phytoplankton (Fig. 2-7) was observed in the top 10 m during mid to late April 2002 (Fig. 2-7) when salinity decreased suddenly to <32 psu (Fig. 2-5). According to

Table 2-1. Mean ratios of nutrients (N/P and Si/P) and water masses occurred in the Nemuro Strait.

Water Mass	N/P	Si/P	Chlorophyll *a* (μg/l)	Reference
Soya Warm Water	2.0	15.5	-	Maita and Toya (1986)
Surface Low Salinity Water	6.2	14.6	-	Maita and Toya (1986)
Intermediate Cold Water	9.2	16.8	-	Maita and Toya (1986)
Before Sea ice Reached	7.6	20.3	0.2	This study
Under Sea Ice Water	11.2	23.0	0.4	This study
After Sea Ice Retreated (Blooming)	4.6	18.2	7.1	This study

Alexander and Niebauer (1981), melting ice at the ice edge facilitates phytoplankton blooms in the Bering Sea. This is because lowered salinities caused by melting ice increase stability of the water column. Niebauer *et al.* (1990) suggested also that stratification in the ice edge blooms resulted from salinity gradients, while in open water, stratification resulted from thermal gradients. Veth *et al.* (1992) considered that the meltwater lens produced during the spring ice retreat in the marginal ice zone of the northwestern Weddell Sea was the main contributor to the stability of the water column when surface temperatures were low. Such sea ice-phytoplankton bloom interactions have also been reported by other researchers (Stabeno *et al.*, 1998; Smith and Nelson, 1986; Sakshaug and Skjoldal, 1989). All these results strongly suggest that the mechanism determining the open water blooms of phytoplankton observed in the Nemuro Strait (Fig. 2-7) is similar to those being reported in the Bering and Weddell Seas.

All of these results of water mass and associated nutrient regimes and chlorophyll *a* concentrations in the Nemuro Strait are summarized in Fig. 2-6. While the abundance and composition of zooplankton was investigated only in 2001 (Fig. 2-8), its seasonal variation pattern characterized by an abundance or biomass peak in spring is a commonly reported feature from the Oyashio region (Seki and Shimizu, 1997; Saito *et al.*, 2002; Ikeda *et al.*, in press). At its peak, zooplankton abundance or biomass is largely composed of copepods whose spawning or development is accelerated by the phytoplankton blooms.

Chapter 3. Chlorophyll *a* and Nutrient Concentrations in the Nemuro Strait after Sea Ice Retreat

The northern Nemuro Strait is covered with sea ice from January to March or April. Sea ice has been thought to be a cause of high primary production in spring season in this region (Aota, 1986; Kudo, 1996). Spring phytoplankton blooms have been confirmed through shipboard chlorophyll *a* measurements in coastal waters of the Okhotsk Sea (Watanabe, 1989; Nishiyama, *et al.*, 1989; Shimizu *et al.*, 1989), especially in April when sea ice retreats. Ice algae may act as a seed population for a spring phytoplankton bloom after ice melt (Taguchi, 1993), but the relationship between sea ice and phytoplankton growth in the Okhotsk Sea has not yet been well established. Kudo and Matsunaga (1999) have reported that the development of a spring bloom in Funka Bay located in southwestern Hokkaido is highly dependent on the timing of the intrusion of the Oyashio water into the bay.

In this chapter, possible factors controlling the incidence of spring phytoplankton blooms in coastal waters in the northern Nemuro Strait are discussed based on chlorophyll *a* data collected during the period mid March-July in 1998.

3.1 Material and methods

Starting before sea ice retreat on 21-23 March in 1998 (Sea Ice Information Center, First Regional Maritime Safety Headquarters), samplings were carried out at 6 stations on a transect on 17 March, 14 April, 12 May, 9 June and 8 July in 1998. The six stations are 0.5 (Stn.1), 1 (Stn.2), 2 (Stn.3), 4 (Stn.4), 6 (Stn.5) and 8 km (Stn.6) distant from Matsunori located 4 km southwest of the town of Rausu on the Shiretoko peninsula (all stations fall in an area delineated by 43° 56.2N to 43° 57.7N and 145° 14.8E to 145°12.5E) (Fig. 3-1).

Vertical profiles of temperature and salinity were obtained with an Alec Memory STD AST-200. Transparency was determined with a Secchi disc (SDR) at the stations where observations were carried out during the daytime, and the extinction coefficient k (m^{-1}) was computed from an equation where k = 1.7/SDR (Poole and Atkins, 1929). The depth of the euphotic layer (EL) was defined as the depth where 1 % of the surface light penetrated (EL = -ln (0.01)/k).

Seawater samples for measuring chlorophyll *a* and nutrient concentrations were collected from the surface, and at 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150 and 200 m depths using a Rigo-B water sampler. For chlorophyll *a*, 200 ml to 250 ml aliquots of seawater were filtered through a 47 mm Whatman GF/F glass fiber filter. Chlorophyll *a* was size-fractionated at all stations during April and July. For the size fractionation, additional seawater samples (50 ml) were filtered through 25 mm Nuclepore filters of

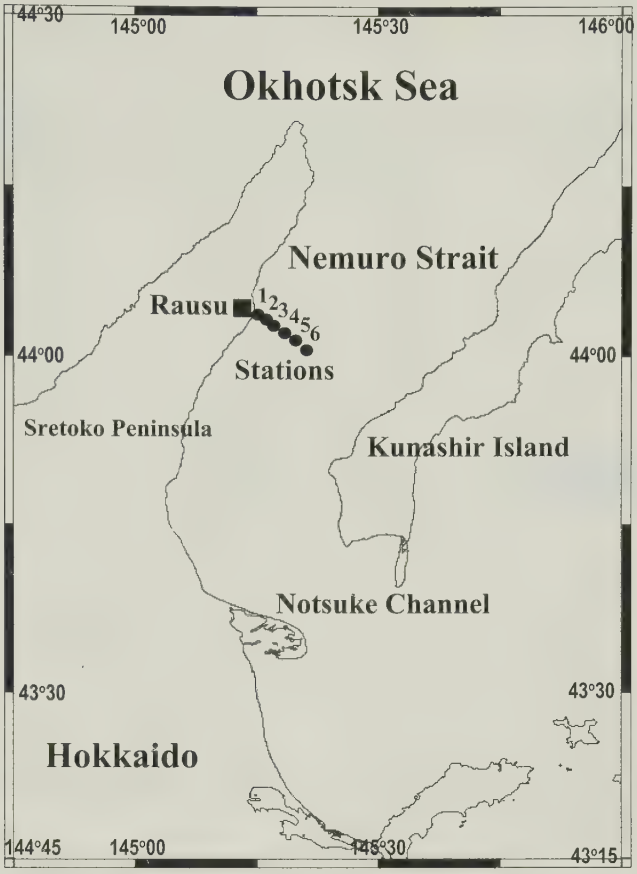


Fig. 3-1. Sampling stations off Rausu in the northern Nemuro Strait during March-July 1998.

10 μm, 2 μm and 0.2 μm pore size and the vacuum pressure applied was less than 100 mm Hg (Joint and Pomroy, 1983). Chlorophyll *a* concentrations were measured with the same method described in Chapter 2.1

3.2 Results

3.2.1 Water temperature, salinity and nutrients

Temporal variations of water temperature and salinity were generally well synchronized at the six stations during the observation periods. Across stations and depths, water temperature varied from -1.66 to -0.21℃ on 17 March, from -1.26 to 0.16℃ on 14 April, from 0.07 to 4.66℃ on 12 May, from 0.06 to 9.32℃ on 9 June, and from 4.50 to 14.08℃ on 8 July (Fig. 3-2). Across stations and depths, salinity varied from 32.07 to 32.62 psu on 17 March, from 31.90 to 32.86 psu on 14 April, from 32.05 to 33.16 psu on 12 May, from 32.02 to 33.12 psu on 9 June, and from 31.69 to 33.56 psu on 8 July (Fig. 3-3). Temperature and salinity were vertically uniform on 17 March. Low salinity water (<32.0 psu) was observed in the upper 30 m with a weak salinity gradient below 40 m depth on 14 April. A weak temperature gradient was observed in the upper 30 m water column and saline water (>33.0 psu) occurred below about 80 m depth during the period of 12 May - 9 June. A steep temperature gradient was seen in the upper 10 m and saline water (>33.4 psu) appeared below about 40 m depth at Stns. 1 to 5, and below about 70 m depth at Stn.6 on 8 July.

The Okhotsk Intermediate Cold Water (temperature; -1.5 to 1.5℃, salinity; <33.0 psu) defined by Maita (1986) was observed below 80 m depth in March, in the upper 100 m depth in April and between 30 and 80 m depth in May. The temperature and salinity between 40 and 80 m

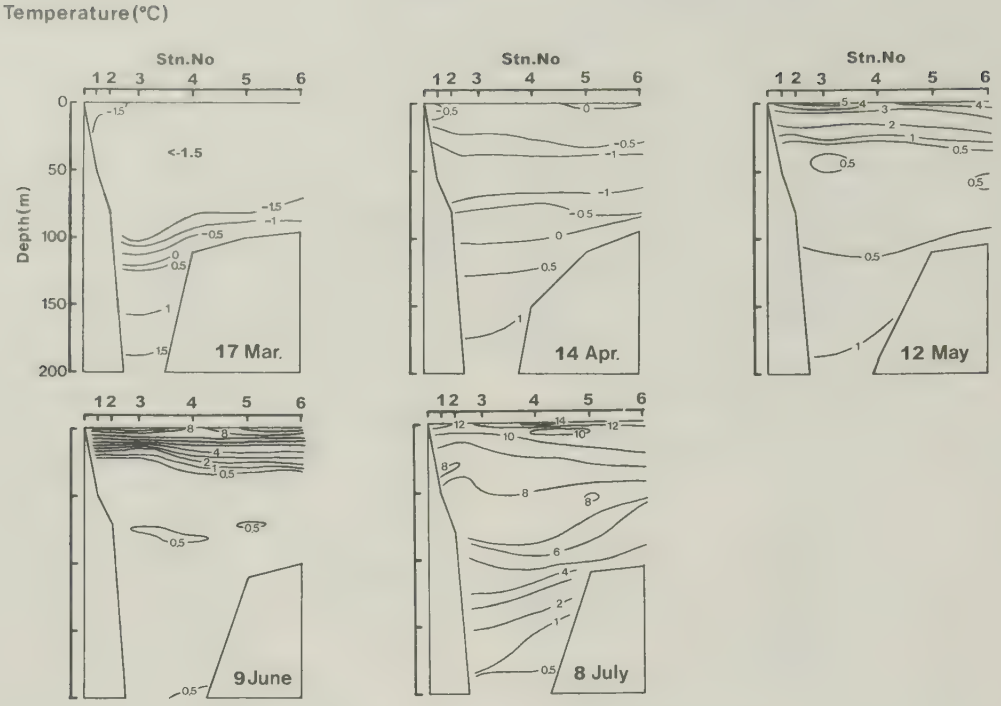


Fig. 3-2. Vertical profiles of temperature (℃) at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

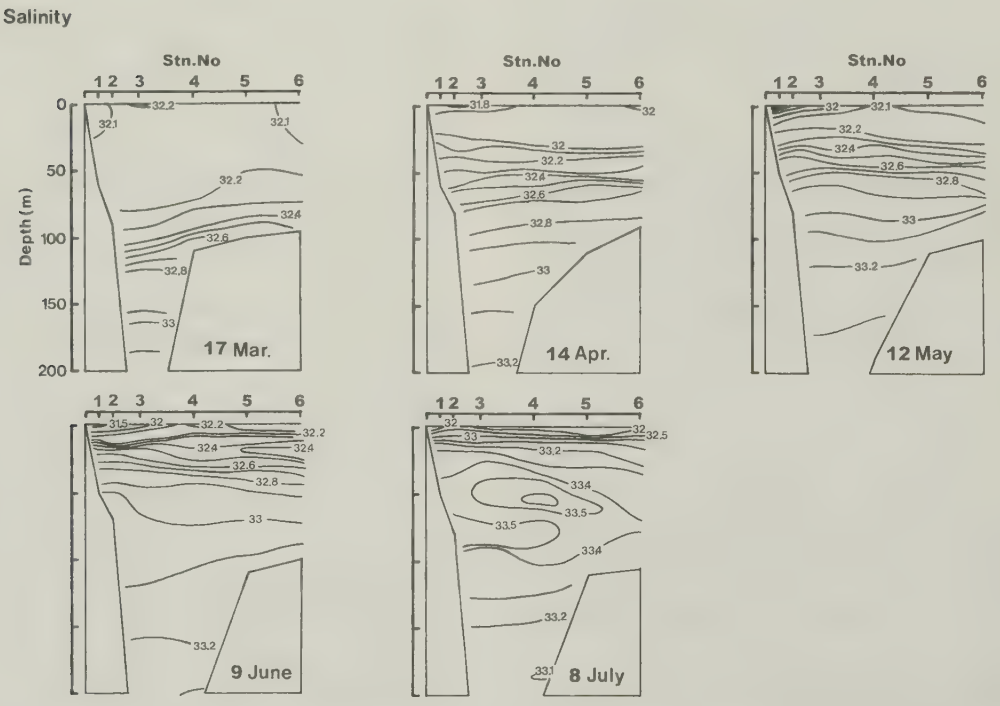


Fig. 3-3. Vertical profiles of salinity (psu) at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

depth in July were 6.5-8.3℃ and 33.4-33.6 psu, respectively, which was considered to be indicative of its origin in the Soya Warm Water (temperature; 7.3-13℃ and salinity; 33.6-34.0 psu, cf. Maita 1986). The depth of the surface mixed layer was defined as the depth where the vertical gradient of sigma-t reached its maximum. The depth of the surface mixed layer at six stations was 79-93 m in March, 24-32 m in April, 26-31 m in May, 7-16 m in June and 7-10 m in July, thus showing a trend of decreasing depth as the season progressed. Secchi disk readings at six stations were 13-21 m in March, 6-10 m in April, 11-13 m in May, 7.7-10.8 m in June, and 7-9 m in July. Hence, the depths of the euphotic layer were calculated to be 35.2-56.9 m in March, 16.3-27.1 m in April, 29.8-35.2 m in May, 20.9-29.3 m in June, and 19.0-24.4 m in July. The depth of the surface mixed layer greatly exceeded that of the euphotic layer in March and was slightly deeper in April, but in May through July the euphotic layer was deeper than the surface mixed layer.

In the top 30 m, a rapid decline in nutrients was observed during March and April ; e.g. nitrate from >7 μmol (all stations) to <3 μmol (Stns. 2-5) (Fig. 3-4), phosphate from 1.3 μmol to <0.7 μmol (Stn.4 to Stn. 6) or to <1.0 μmol (Stns. 1-3) (Fig. 3-5), and silicate from >8 μmol (Stns. 4-6) to <8 μmol (Stns. 4-6) (Fig. 3-6). Silicate concentrations in the upper 20 m depth at Stns. 1-3 were very high (11-17 μmol) but decreased to 8-13 μmol in April. Nitrate was >25 μmol throughout the water column on June 9 when the water temperature was uniform below about 40 m depth.

The mean concentrations of nitrate, phosphate and silicate in the euphotic layer during each month were as follows; 8.82 ± 0.84 μmol, 1.28 ± 0.08 μmol and 11.19 ± 2.93 μmol, respectively, in March; 2.42 ± 1.09 μmol, 0.53 ± 0.11 μmol and 9.05 ± 3.50 μmol, respectively, in April ; 5.38 ± 2.40 μmol, 0.63 ± 0.23 μmol and 12.92 ± 3.36 μmol, respectively, in May; 5.14 ± 4.49 μmol, 0.30 ± 0.31 μmol and 4.80 ± 5.13 μmol, respectively, in June; and 0.66 ± 0.41 μmol, 0.10 ± 0.07 μmol and 4.27 ± 1.63 μmol, respectively, in July.

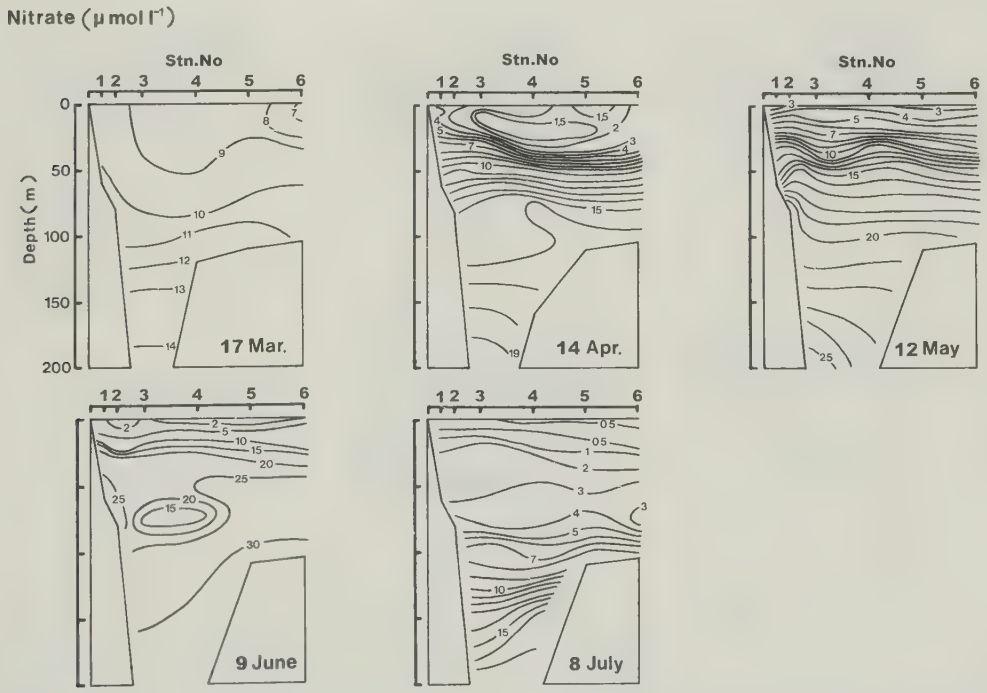


Fig. 3-4. Vertical profiles of nitrate concentration (μmol) at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

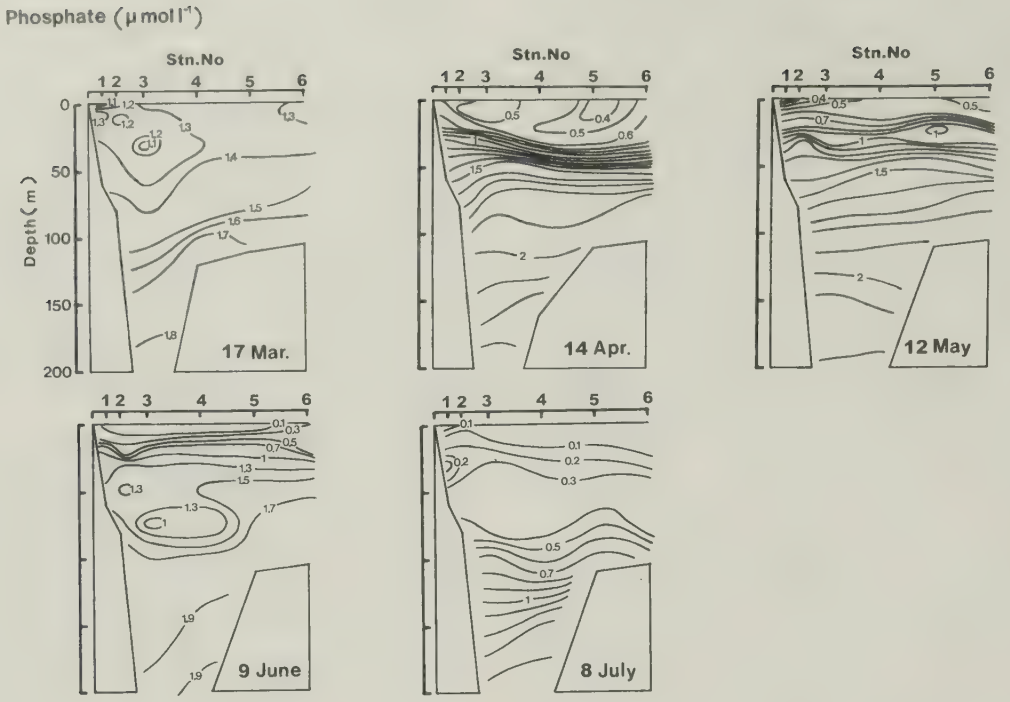


Fig. 3-5. Vertical profiles of phosphate concentration (μmol) at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

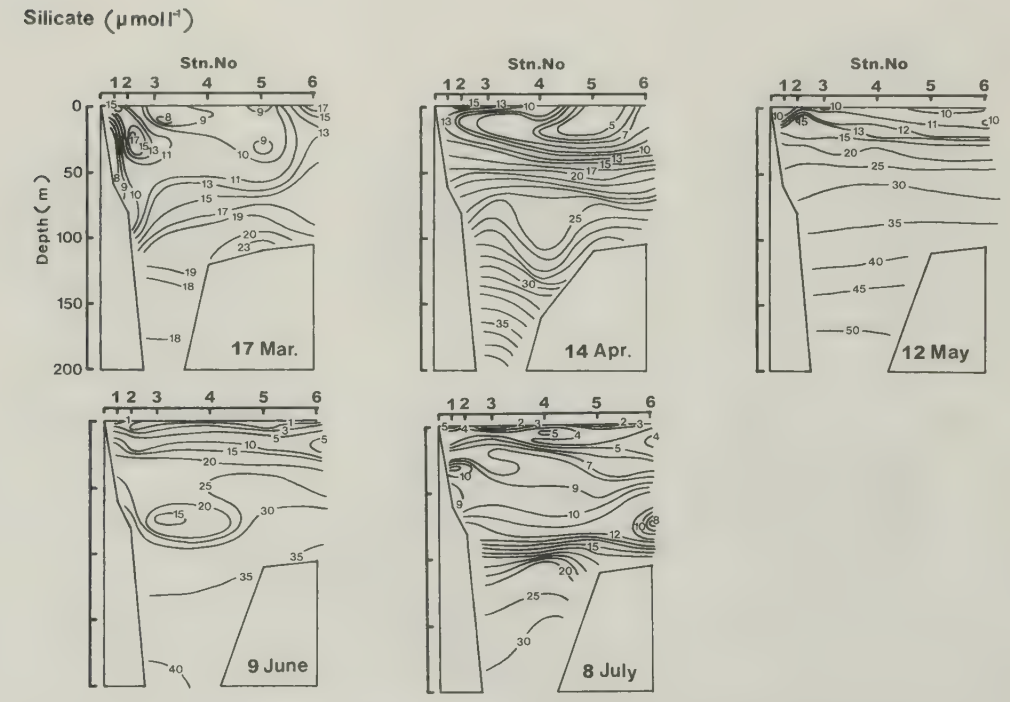


Fig. 3-6. Vertical profiles of silicate concentration (μmol) at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

3.2.2 Phytoplankton biomass and its size composition

Chlorophyll *a* concentration began to increase in the surface layer in March at Stn.6 close to Kunashiri Island (Fig. 3-7). Chlorophyll *a* increased rapidly at 10-20 m depth intervals at Stns. 2-6 in April (maximum; <12 μg l^{-1}), then decreased suddenly in May. Chlorophyll *a* returned to previous levels at 5-10 m depths at Stns. 3-6 in June with some higher concentrations extending to >30 m depth. The mean chlorophyll *a* concentrations in the euphotic layer over the six stations were 1.45 ± 0.85 μg l^{-1} in March, 6.97 ± 2.99 μg l^{-1} in April, 0.66 ± 0.25 μg l^{-1} in May, 1.48 ± 0.85 μg l^{-1} in June, and 1.26 ± 0.39 μg l^{-1} in July.

The size compositions of chlorophyll *a* in the euphotic layer were characterized by the predominance of the large fraction (>10 μm) which composed of 94 to 95 % of the total chlorophyll *a*. (Fig. 3-8). In May, the proportion of the large fraction decreased, and the medium (2-10 μm) and the small size fractions (<2 μm) increased to 25 and 33 %, respectively, of the total chlorophyll *a*. In June, the medium and small size fractions were 24-28 % and 15-19 %, respectively, of the total chlorophyll *a*. The large size fraction increased again from June to July and composed of 59-79 % of the total chlorophyll *a*.

3.3 Discussion

The depth of the Nemuro Strait becomes rapidly shallow in either directions towards Shiretoko peninsula or Kunashiri Island (Fig. 3-1). Given this topographical feature, wind-driven upwelling may be a mechanism to transport nutrients to surface layers and upwelling is considered to occur under the influence of the southwest wind in the Nemuro Strait. According to Otani (1986), such upwelling is induced by continuous winds of speeds exceeding 5 m s^{-1}. The number of days in which the southwest wind velocity exceeded 5 m s^{-1} (daily mean of the previous ten days) during the present field survey was zero in March, two days (7.3 ms^{-1}) in April, five days (7.3 ms^{-1}) in May, zero in June and one day (5.3 ms^{-1}) in July (the data from Nemuro Meteological Station). These results, suggesting possible

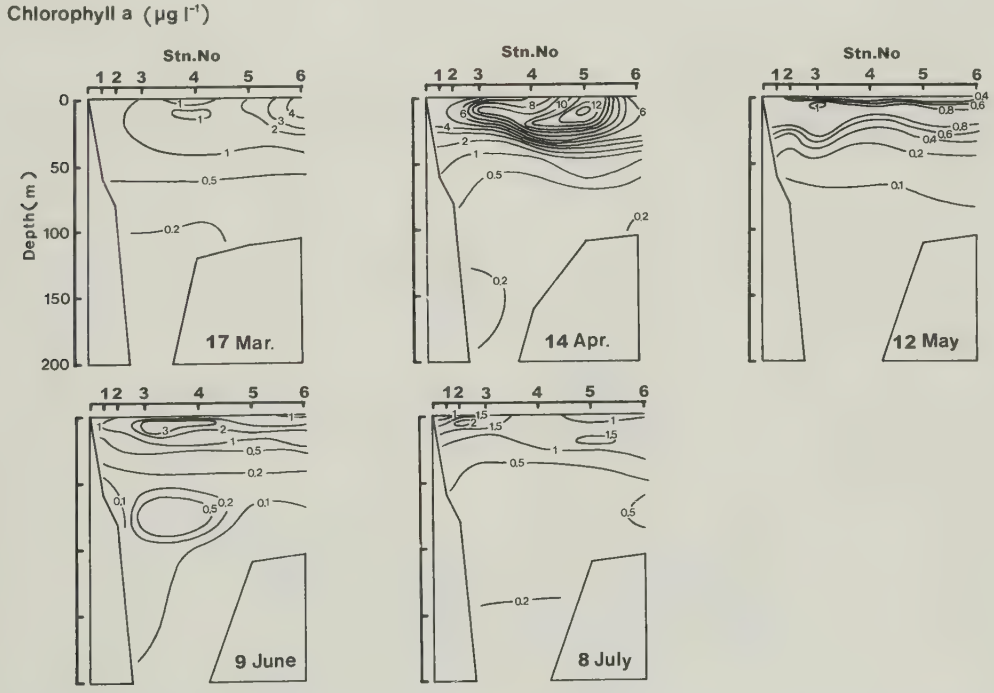


Fig. 3-7. Vertical profiles of chlorophyll *a* concentration (μg l^{-1}) at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

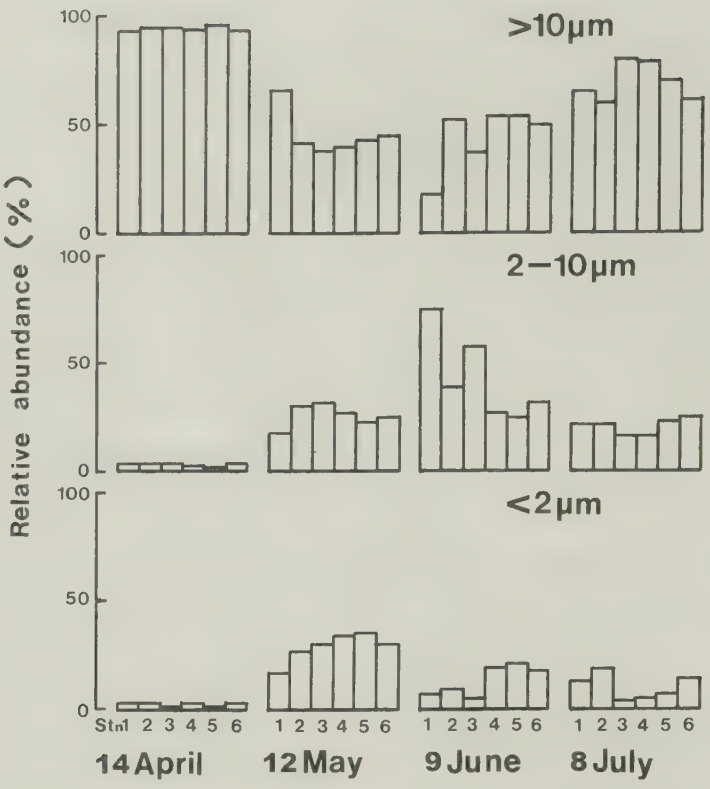


Fig. 3-8. Size fractionated chlorophyll *a* in the euphotic layer at Stns. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1998.

upwelling in May, are consistent with those of high nutrients observed at 50-200 m depths in May (Figs. 3-4 through 3-6).

Temperature was homogenous below 30 m depth and a weak salinity gradient was observed below 50 m depth in June (Fig. 3-3). Based on temperature and salinity data, the density (sigma-t) of seawater was calculated (cf. Sudo, 1974). Sigma-t below 50 m depth was 25.84-26.70 in March, 25.96-26.62 in April, 26.20-26.72 in May, 26.41-26.70 in June, and 26.05-26.60 in July (data not shown). Judging from the narrowest range of the sigma-t in June, a mixed layer might be formed below 50 m depth bringing nutrients from the deeper layer to the intermediate layer in that month. Relationships between salinity and nitrate, phosphate and silicate concentrations within the euphotic layer are shown Fig. 3-9. Except for March and April when salinities were vertically uniform, nutrient concentrations increased with salinity during May and July. Since salinity increased with depth in the euphotic layer, this suggests that nutrients were supplied from the deep layer to the euphotic layer between May and June.

Relationships between nitrate (N), phosphate (P) and silicate (Si) in the euphotic layer were analyzed by plotting the data (Fig. 3-10) and calculating linear regression equations and correlation coefficients. Since the data for March did not show any significant relationships, means ± SD were computed as 8.82 ± 0.84 μmol for nitrate (N), 1.28 ± 0.08 μmol for phosphate (P), and 11.19 ± 2.93 μmol for silicate (Si) (all n=32). For months other than March, the following regression equations were obtained;

P=0.087N+0.315 (r=0.83, p<0.001),
P=0.019Si+0.354 (r=0.58, p<0.05) in April (n=23)
P=0.085N+0.166 (r=0.87, p<0.001),
P=0.055Si-0.090 (r=0.79, p<0.001) in May (n=29)
P=0.064N-0.033 (r=0.94, p<0.001),

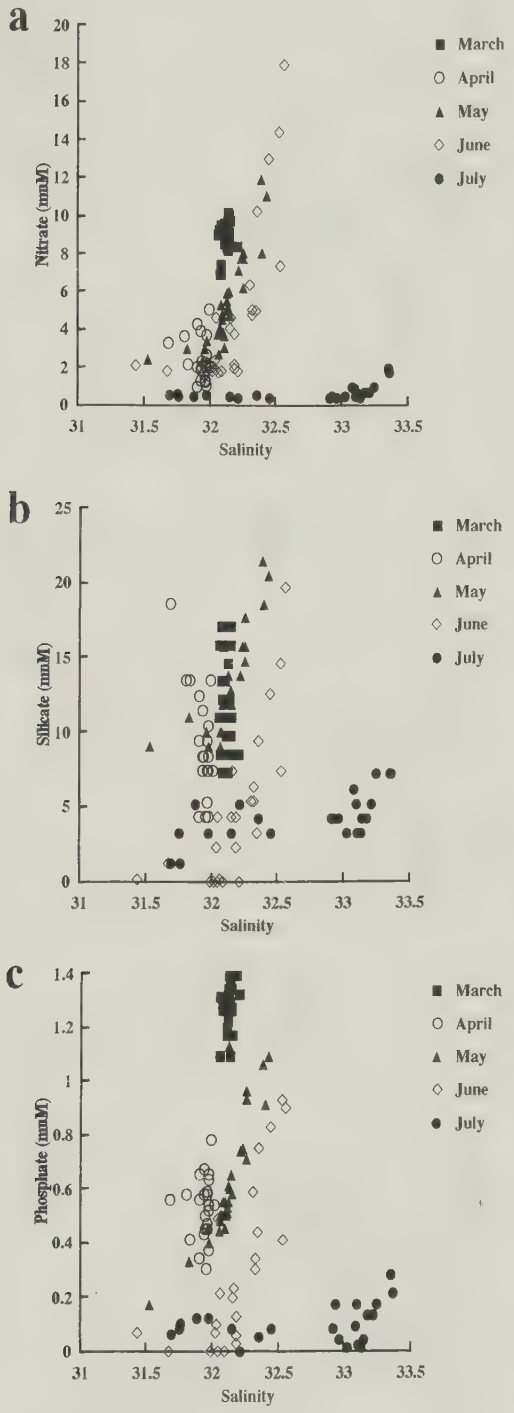


Fig. 3-9. Relationships between salinity and concentrations of nitrate (a), silicate (b), and phosphate (c) in the euphotic layer off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

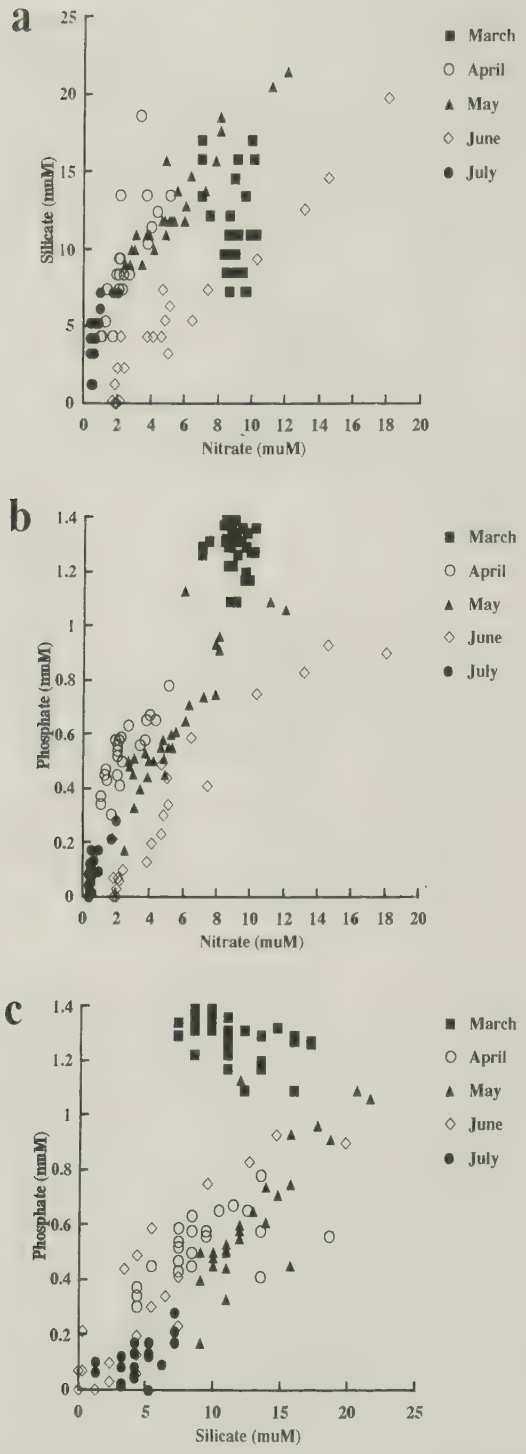


Fig. 3-10. Relationships between nitrate and silicate (a), nitrate and phosphate (b), and silicate and phosphate (c) in the euphotic layer off Rausu in the Nemuro Strait during March–July 1998.

P=0.053Si+0.042 (r=0.86, p<0.001) in June (n=24)
P=0.026N-0.012 (r=0.59, p<0.05),
P=0.136Si+0.008 (r=0.79, p<0.001) in July (n=23)
The slopes of the regression lines denote the uptake ratio of nutrients by phytoplankton (Shiomoto and Hashimoto, 1999). Therefore, the ratios (Si:N:P) in the euphotic layer were 9:7:1 in March, 52:11:1 in April, 18:12:1 in May, 19:16:1 in June and 39:7:1 in July. The nutrient Si:N:P ratios below the euphotic layer were 10:7:1 in March, 14:7:1 in April, 21:11:1 in May, 18:16:1 in June and 31:10:1 in July. Comparing the uptake ratios by phytoplankton in the euphotic layer, it was suggested that the phytoplankton community in April took Si at a higher rate than the rate supplied below the euphotic layer. The Si and N relationship in April was expressed as Si=2.43N+3.19 (r=0.76, p<0.001, n=23), indicating that Si was removed 2.4 times faster than N. The positive intercept (3.19) of the regression equation means that silicate is left when nitrate is used up. In other words, phytoplankton growth in the Nemuro Strait is possibly limited by N. At the same time, the present results suggest that the Okhotsk Intermediate Cold Water containing high levels of Si is of special importance for phytoplankton blooms in the Nemuro Strait.

The chlorophyll *a* of the size fraction >10 μm reached a maximum in mid April and contributed 94-95 % of the total chlorophyll *a* biomass (Fig. 3-8). According to a seasonal study of the size composition of chlorophyll *a* in Monbetsu harbor on the Okhotsk coast of Hokkaido, the proportion of the large size fraction (>10 μm) peaked in March when the harbor was covered with sea ice (Hamasaki *et al.*, 1998). The major component of the large and medium size fractions may be diatoms and flagellates, and the small size fraction is believed to be composed of cyanobacteria and other picophytoplankton (Odate, 1994). Unfortunately, no microscopic observation on phytoplankton species was made in this study to confirm this.

According to the Sverdrup model (1953), phytoplankton net production occurs in the water column when the critical depth is greater than the depth of the surface mixed layer. To test this model, the critical depth (D_{cr} ; m) was estimated from the simplified equation (Takahashi *et al.*, 1996);

$$D_{cr} = 0.5I_0 / (I_c \times k),$$

where I_0 is the surface light intensity (Ein m^{-2} h^{-1}), k is the extinction coefficient (m^{-1}) and I_c is the compensation light intensity (Ein m^{-2} h^{-1}). The calculation of k was based on k=1.7SDR (Pool and Atkins, 1929). For I_c, 0.023 Ein m^{-2} h^{-1} converted from 0.002 ly min^{-1} (Parsons *et al.*, 1984) was substituted. Data on total daily sunlight intensity and day length were those collected by the Nemuro Meteological Station. Energy-heat conversion factors were: 1 joule=10^7 erg, 1 g cal=4.185×10^7 erg, and 1 einstein =52×10^3 g cal.

The daily values averaged over ten days: I_0 (Ein m^{-2} h^{-1}) were 0.233 in March, 0.270 in April, 0.334 in May, 0.333 in June and 0.237 in July. I_0 increased from March to May. Calculated D_{cr} values were 48-56 m in March, 27-32 m in April, 54-63 m in May, 38-44 m in June and 72-85 m in July. During the present study, the depths of the surface mixed layer were 24-32 m in April, 26-28 m in May, 7-10 m in June and 8 m in July. Thus, comparing D_{cr} with the surface mixed layer (27-32 m vs 24-32 m), the Sverdrup model predicts the occurrence of the phytoplankton bloom to be in April in the northern Nemuro Strait was observed in this study, in other wards there is good agreement between model predictions and field observations.

Although moderate concentrations of phytoplankton (1.65-2.12 μg chl *a* l^{-1}) and high concentration of nutrients were observed in mid March (Figs. 3-4 through 3-7), the peak of the phytoplankton bloom occurred in April rather than March. The compensation light intensity of phytoplankton was influenced by water temperatures and decreased with decreasing temperature (Takahashi *et al.*, 1996). The temperature was below 0℃ in the entire water column in March, hence the compensation light intensity of phytoplankton in March is suspected to have been low. The critical depth (D_{cr}) was calculated for March using I_c values of ice algae (6.48×10^{-4}-3.6×10^{-3} Ein m^{-2} h^{-1} converted from 0.18-1.0 μEin m^{-2} s^{-1}) (cf. Kirk, 1994). The D_{cr} in March was 305-1,692 m, which is much deeper than the depth of the surface mixed layer, indicating that the net gain in photosynthetic products (phytoplankton biomass) was negative in mid

March despite the presence of rich nutrients.

Chapter 4. Between-Year Variations in Chlorophyll *a* and Nutrients in the Nemuro Strait after Sea Ice Retreat

Sea ice begins to be formed in the coastal waters of the northern Okhotsk Sea off Magadan province, Russia in early winter. Sea ice advances southward by the influence of seasonal winds and the East Sakhalin current (Itoh and Oshima, 2000; Oshima *et al.*, 2001; Oshima *et al.*, 2002; Itoh *et al.*, 2003). On the coast of Nemuro Strait, sea ice arrives in late January and retreats in mid to late March in most years, but the effects of year-to-year variation in the dates of sea ice departure on the phytoplankton growth and the underlying mechanisms have been little studied. The data available prior to the present study were those of Shiomoto *et al.* (1998) who compared chlorophyll *a* concentrations in the southern Okhotsk Sea during late fall in 1993 and 1996 before the arrival of sea ice, but not during sea ice retreat in the spring.

From the viewpoint of enhancement of salmon resources, the Okhotsk coastal waters of Hokkaido and Nemuro Strait are the most important nursery areas for juveniles. Survival and growth of juvenile chum salmon depends on the abundance and availability of food (Karpenko, 2003). Coastal environmental conditions including food organisms have been reported as major factors affecting the survival success of juvenile salmon in the first oceanic period of life (Ryding and Skalski, 1999; Willette *et al.*, 1999; Fukuwaka and Suzuki, 2002). Clearly, the environmental conditions of the coastal regions of the Okhotsk Sea and the Nemuro Strait for salmon could vary from one year to the next because of interannual variations of the incidence of phytoplankton blooms as discussed above.

As typical cases for years with and without massive phytoplankton blooms in the Nemuro Strait, the results from 1998 mentioned in Chapter 3.2 are compared with those from 1999 below.

4.1 Materials and methods

Sampling stations, treatment of samples and analytical methods were identical to those described above (Chapter 3.1). Sampling dates were 4 and 21 April, 18 May, 1 and 22 June and 13 July in 1999.

Days of bright sunshine and solar radiation were calculated based on the data in the Monthly Bulletins of the Nemuro Meteorological Station, Sapporo District Meteorological Observatory. The data of the first and the last dates when sea ice were recognized along the Okhotsk Sea coast were provided by the Abashiri Meteorological Station, Sapporo District Meteorological Observatory. The dynamics of sea ice along the Okhotsk Sea coast (the first and the last dates of sea ice recognized) were estimated from the images of a radar network of Esashi-Monbetsu-Abashiri and the accumulated daily sea ice concentrations (% day) along the Okhotsk Sea coast of Hokkaido reported by the Sea Ice Laboratory of the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. "Sea ice concentration" is defined as percent coverage of sea ice in the sea area studied. According to Aota *et al.* (1993), the force of sea ice along the Okhotsk Sea coast of Hokkaido may be defined as the accumulated ice concentration. The information of sea ice distribution in the Okhotsk Sea was compiled from the home page of the Meteorological Bureau (http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/db/seaice.html). The information on the period between the first and last date when sea ice was recognized in the Okhotsk Sea coast of Hokkaido was obtained from the home page of the Ice Information Center, First Regional Coast Guard Headquarters (http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN1 /1center.html).

4.2 Results

4.2.1 Dynamics of sea ice

The period of sea ice is given in days from the date when sea ice first reached the coast to the date when sea ice last left the coast. The period of sea ice in the Okhotsk Sea coast of Hokkaido was 61 days (from January 26 to March 27) in 1998, and 113 days (from January 13 to April 25) in 1999. From the inflection point of the accumulated ice concentration curve, the area of sea ice area shifted to a decreasing phase on 8 March (Julian Day = 67) in 1998 and April 15 (Julian Day = 105) in 1999 (Fig. 4-1). Therefore, the dates when sea ice began

to retreat in the Okhotsk Sea coast of Hokkaido in 1998 and 1999 were early March and mid April, respectively.

4.2.2 Light condition

Taking into account daily variations, there was no appreciable difference in the seasonal patterns of daily solar radiations between January and July in 1998 and 1999. In early April, when sea ice was retreating in 1998 but not retreating in 1999, the daily solar radiation was much higher in 1998 (18.48 MJ m^{-2}) than in 1999 (15.40 MJ m^{-2}) (Fig. 4-2). Such district between-year differences were not observed in the mean daily solar radiations during mid April and early May in 1998 (17.79 MJ m^{-2}) and 1999 (17.25 MJ m^{-2}).

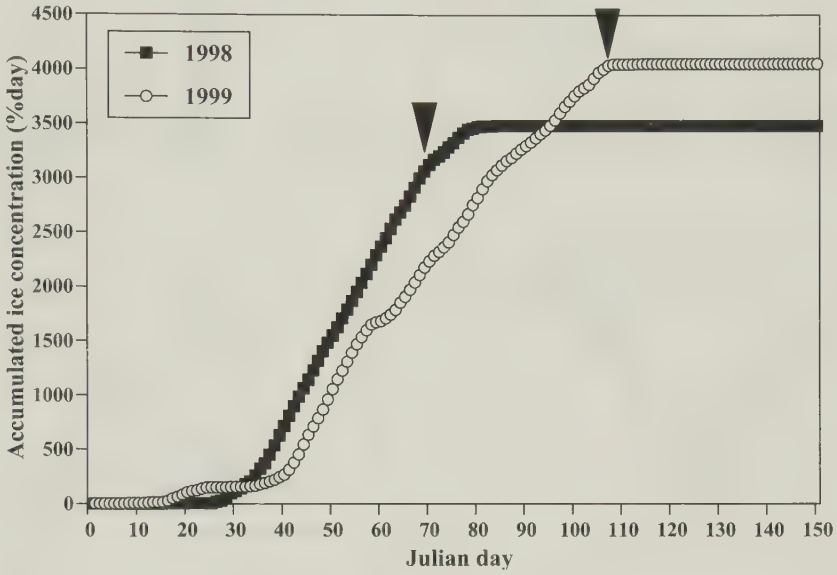


Fig. 4-1. Accumulated daily ice concentration with progress of season in the Okhotsk coastal area of Hokkaido in 1998 and 1999 (sea ice radar observation of Hokkaido University). Arrows denote inflection points.

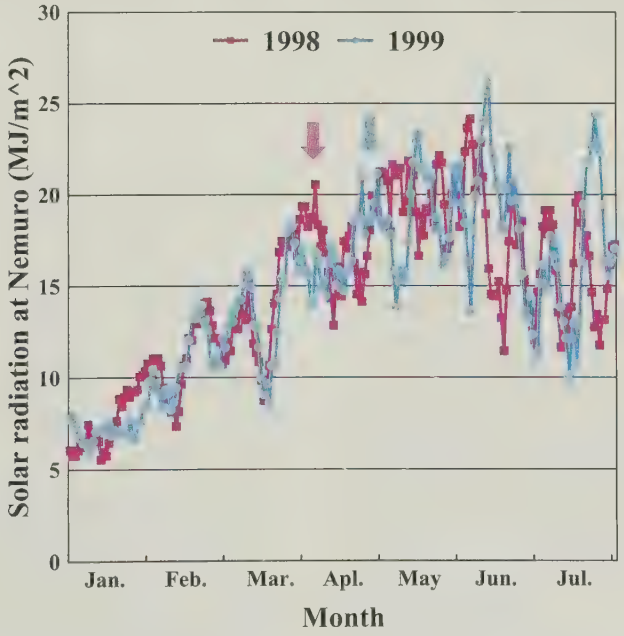


Fig. 4-2. Seasonal changes in daily solar radiation at the Nemuro Meteorological Station in 1998 and 1999. Arrows denote the dates when solar radiation first exceeded 20 MJ m^{-2} of each year.

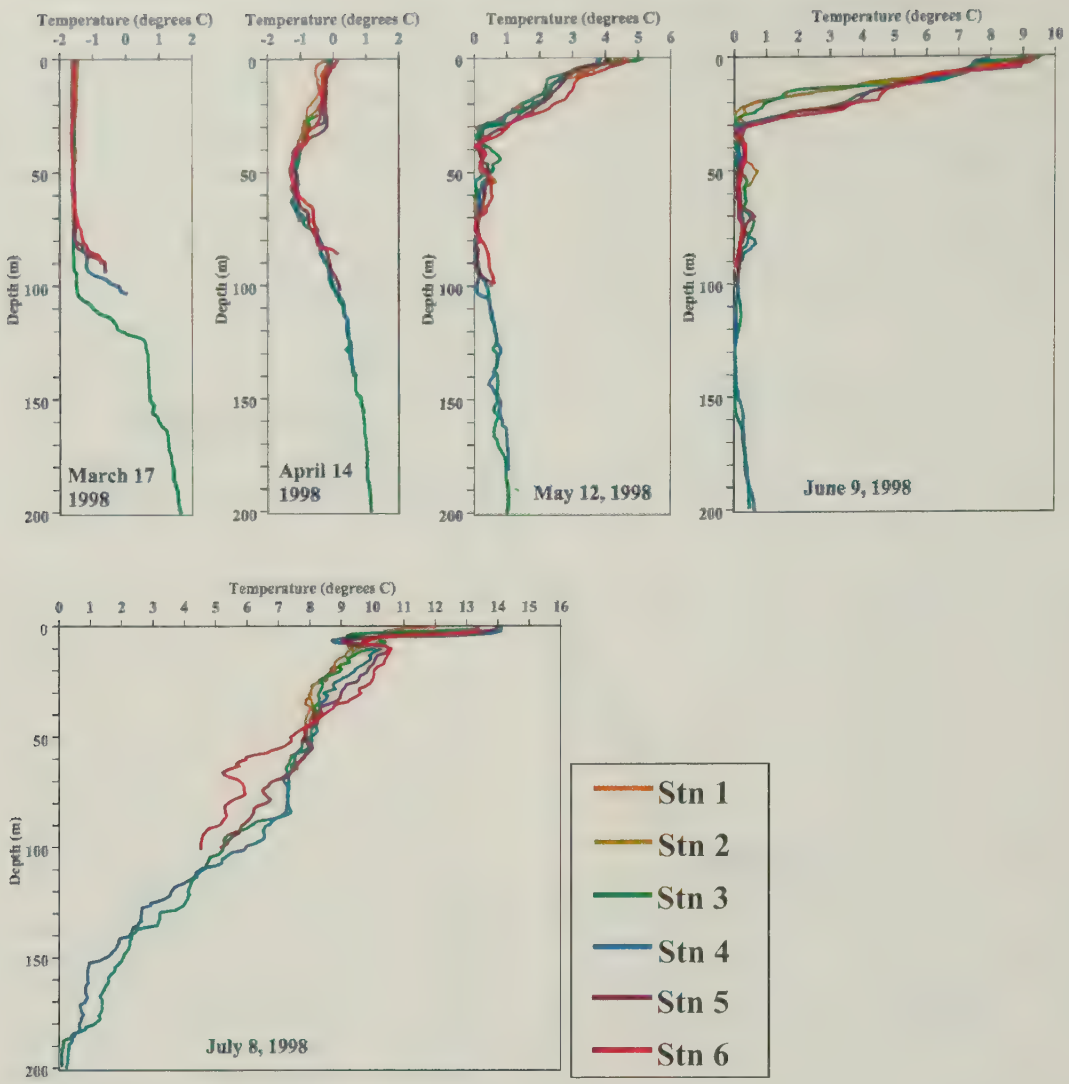


Fig. 4-3. Vertical profiles of temperatures at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

4.2.3 Water temperature

While no data was available in March in 1999, the results from April through July showed that the vertical profiles of water temperatures at six stations in 1998 (Fig. 4-3) and 1999 (Fig. 4-4) were more or less similar when compared interannually by month. No appreciable between-station differences were detected. From April onward, a thermocline developed in the top 40 m. In early June, the thermocline was well established in the top 30-40 m, and water temperature was homogeneous below the thermocline. In July, the water temperature of the entire water column increased, forming a gradual declining pattern from the surface to 200 m depth. Very cold water (0℃ or less) seen at 50-100 m depths during April and June was observed only at 200 m depth in July in both years.

4.2.4 Salinity and density

Vertical profiles of salinities were characterized by the surface minimum (30-32 psu) and a gradual increase with increasing depth from April through June in both 1998 (Fig. 4-5) and 1999 (Fig. 4-6). The vertical profile in July was somewhat different from those of the preceding months in that the salinity maxima (33.5-33.6 psu) was seen at 40-100 m depths and salinity decreased beyond that depth. Between-station differences were not appreciable in 1998, but lower values were seen in offshore stations during April and May in 1999.

Vertical profiles of sigma-t during March-July in 1998 (Fig. 4-7) and April-July in 1999 (Fig. 4-8)

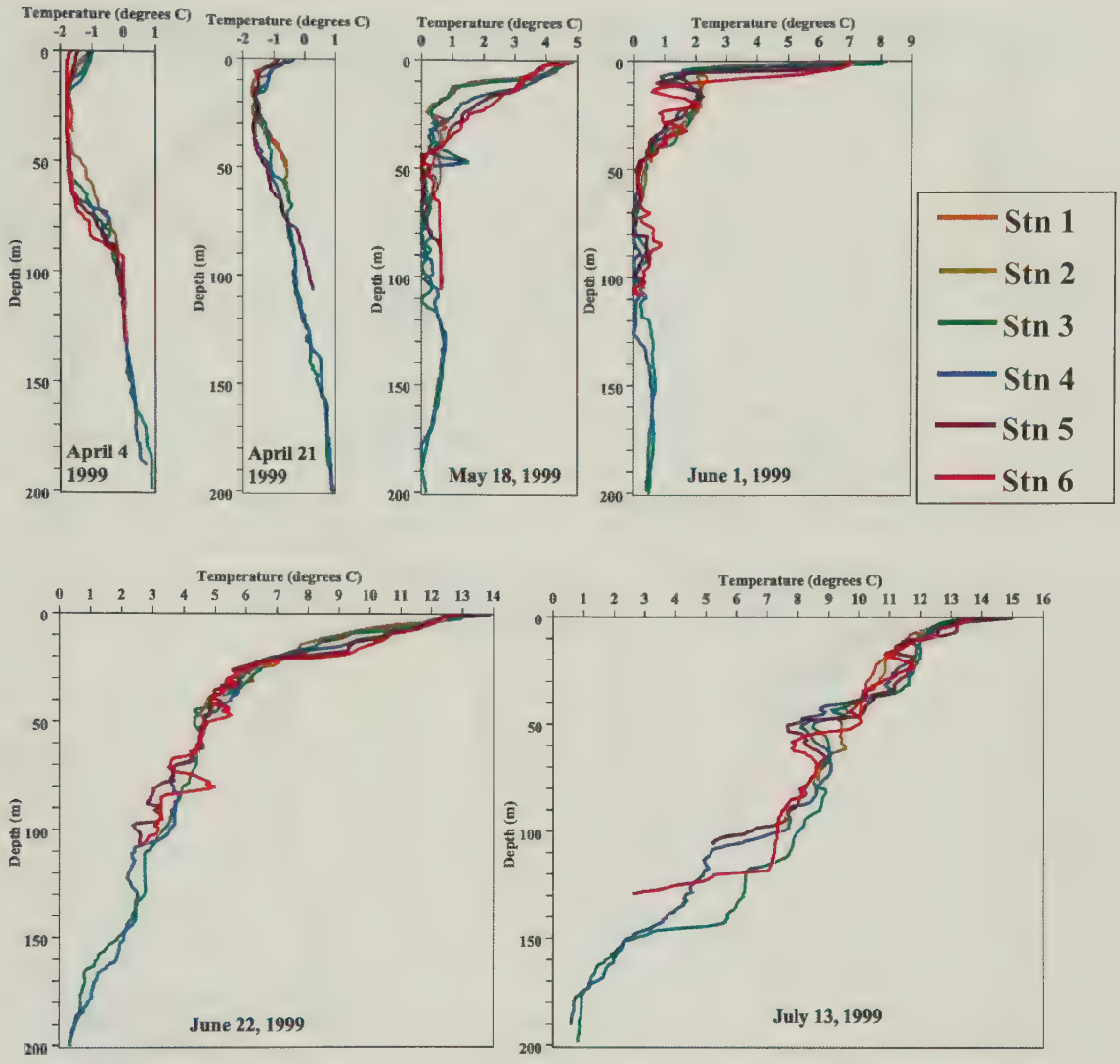


Fig. 4-4. Vertical profiles of temperatures at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

were 24-25 in the surface layer and increased gradually toward 200 m (sigma-t: 26-27). Vertical profiles of sigma-t were similar to those of salinity, with the exception of the profile in July in both years. Specifically, the mid-depth maxima seen in the salinity profile in July (Figs. 4-5 and 4-6) was not seen in sigma-t profiles for that month.

4.2.5 Mixed layer, euphotic zone and critical depth

The mixed layer depth can be defined as the depth at which the density reaches a maximum when a vertical profile of density is constructed by plotting at depth intervals of 1 m (Mann and Lazier, 1996). Mixed layer depth estimated using this method after sea ice retreated in 1998 (Fig. 4-7) and 1999 (Fig. 4-8) was 8-30 m and 4-13 m, respectively (Table 4-1). During the same period, the euphotic zone depth and critical depth ranged from 22 to 33 m and from 25 to 52 m, respectively, in 1998, and from 28 to 42 m and from 33 to 50 m, respectively, in 1999 (Table 4-1). Mixed layer depths became shallower as the season progressed, but such a pattern was not detected in the euphotic zone depth and critical depth.

4.2.6 Nutrients

The first sampling dates in 1998 (17 March) and in 1999 (21 April) were before the onset of

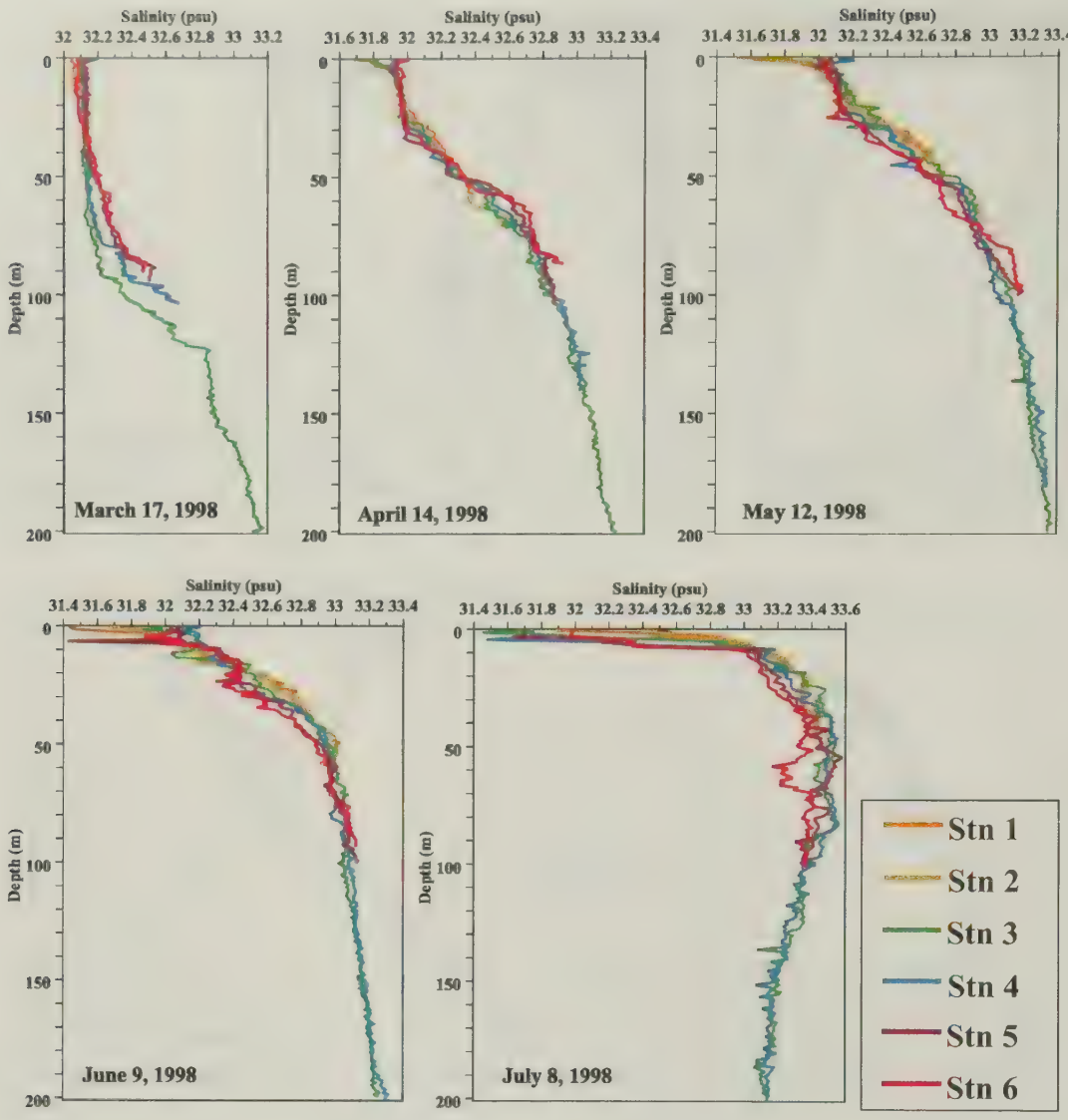


Fig. 4-5. Vertical profiles of salinities at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

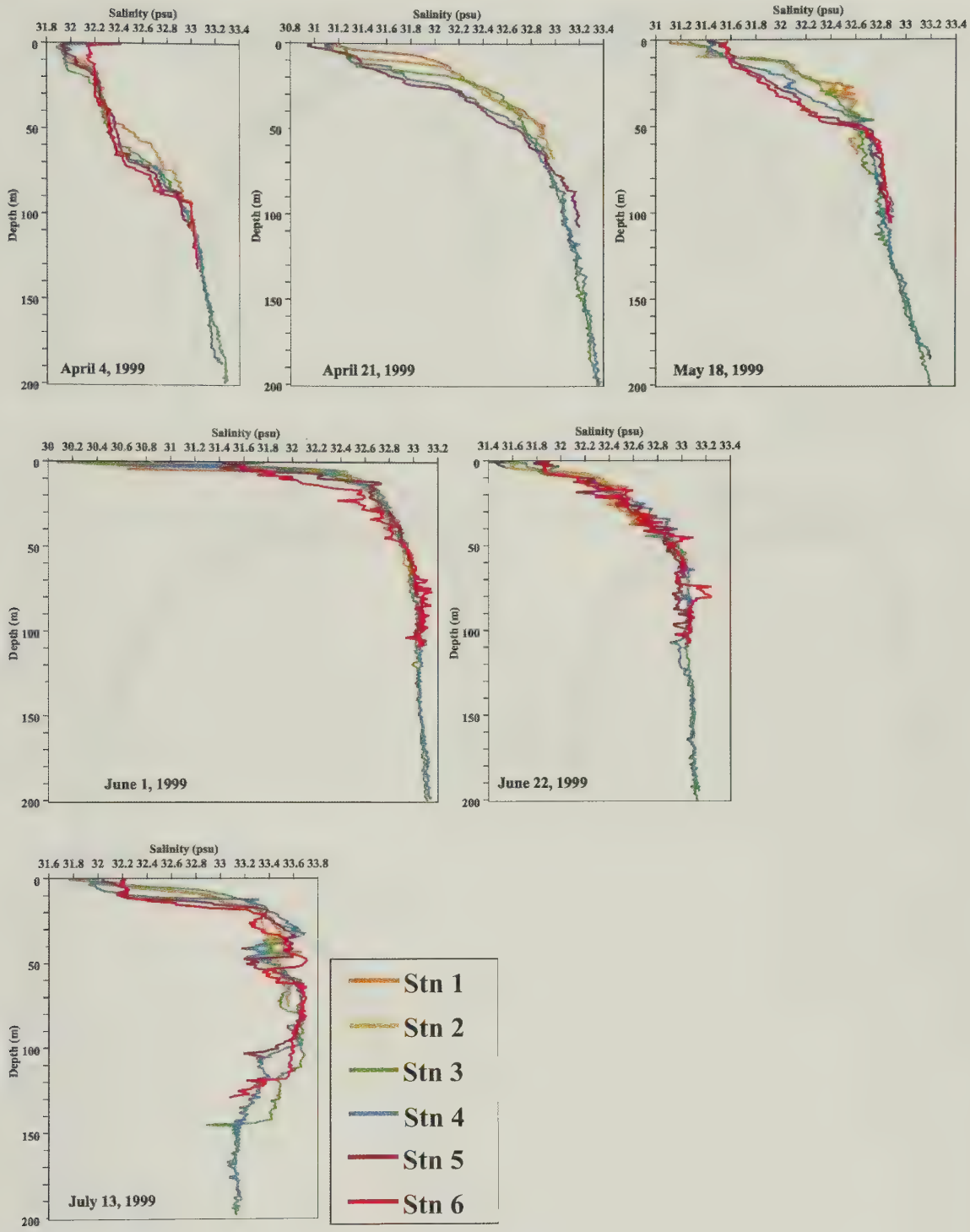


Fig. 4-6. Vertical profiles of salinities at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

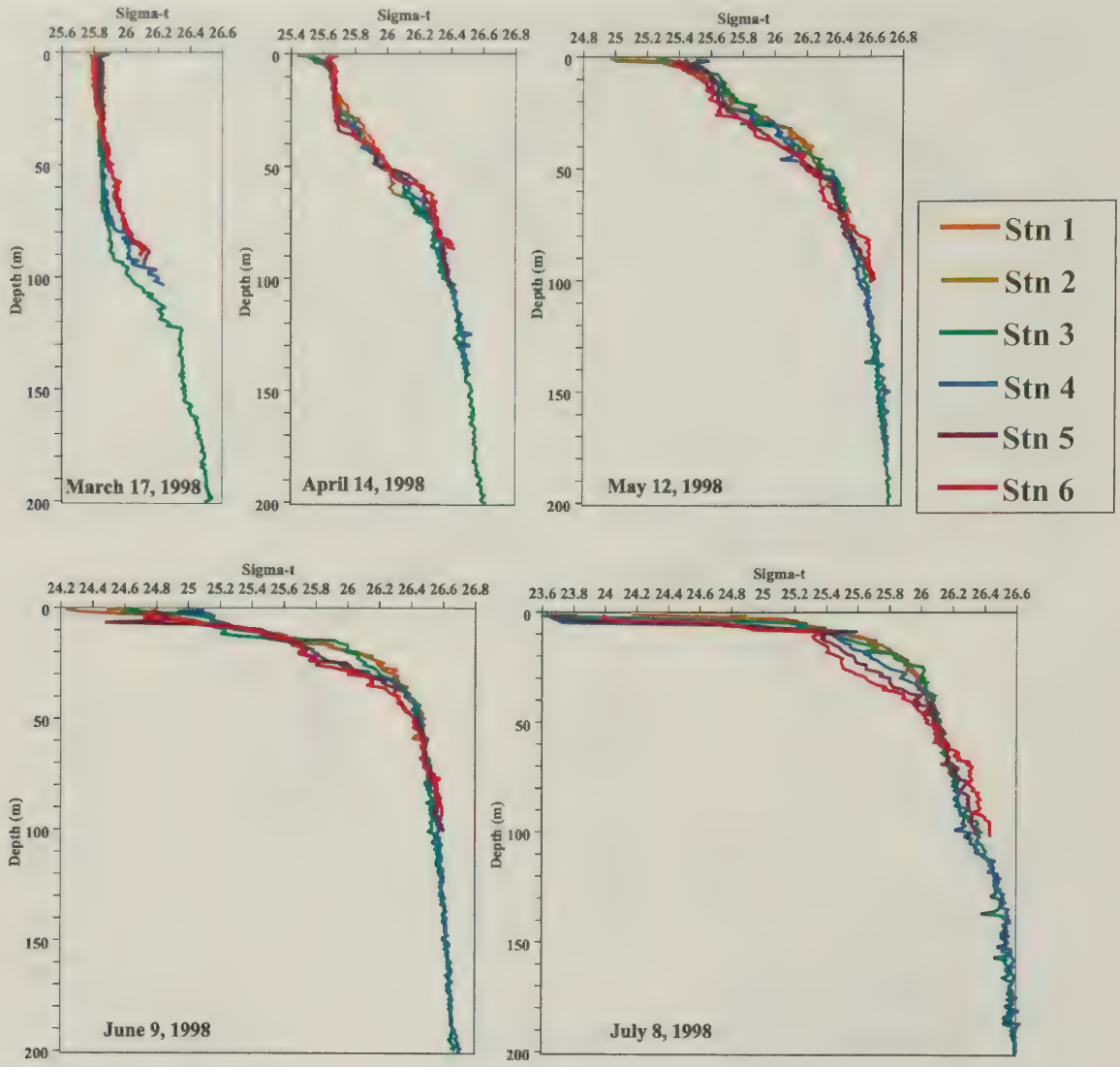


Fig. 4-7. Vertical profiles of sigma-t at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

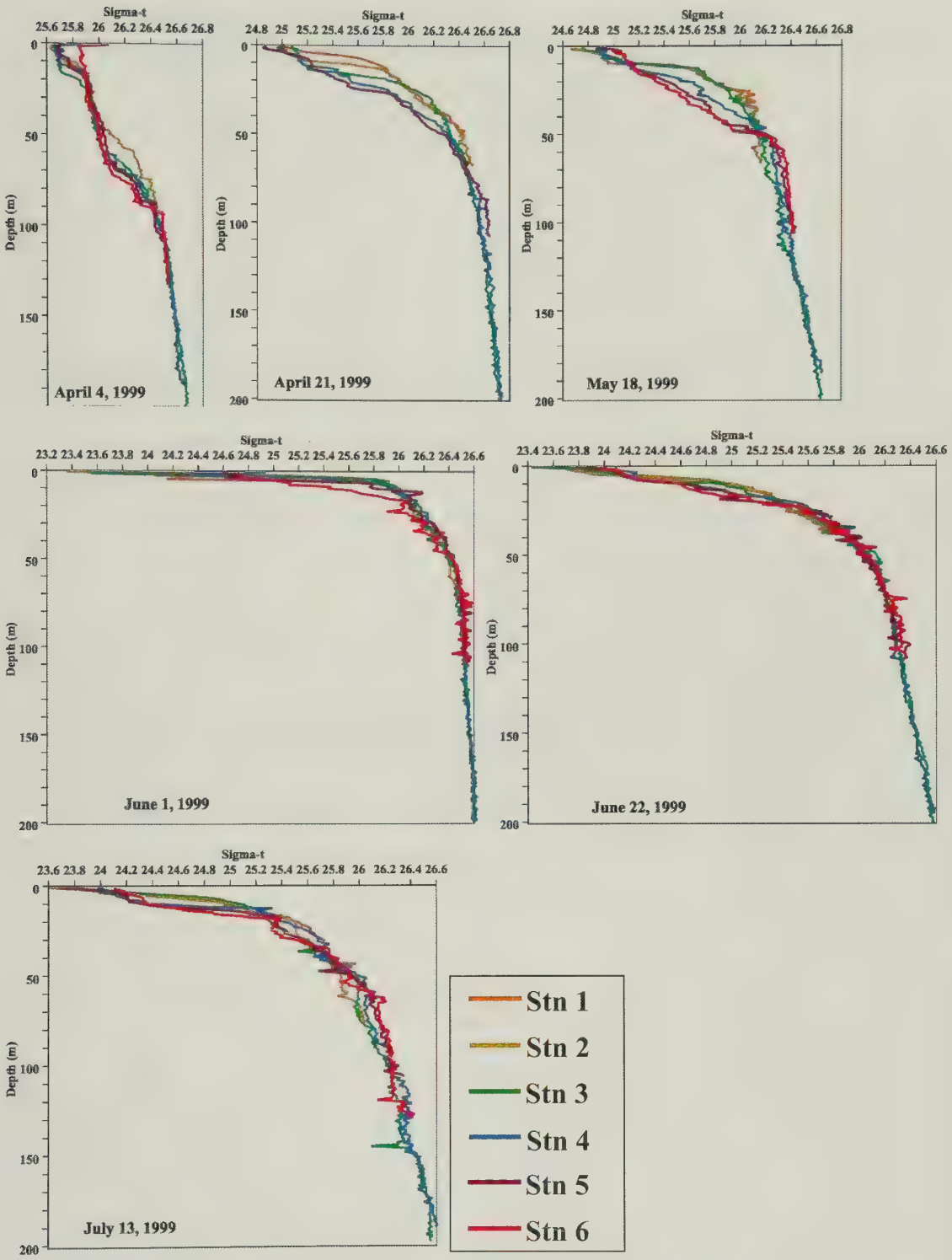


Fig. 4-8. Vertical profiles of sigma-t at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

Table 4-1. Seasonal variations in critical depth, euphotic layer and mixed layer in 1998 and 1999 off Rausu in the Nemuro Strait. Each value represent mean at 6 stations.

Year	Date	Critical depth	Euphotic layer	Mixed layer
1998	March 17	51 m	46 m	84 m
	(March 21 - 23	Sea ice retreated from the coast)		
	April 14	29 m	23 m	30 m
	May 12	52 m	33 m	27 m
	June 9	38 m	24 m	12 m
	July 8	25 m	22 m	8 m
1999	April 4	33 m	41 m	91 m
	April 21	87 m	63 m	76 m
	(April 26 - 28	Sea ice retreated from the coast)		
	May 18	50 m	42 m	13 m
	June 1	38 m	28 m	4 m
	June 22	48 m	34 m	10 m
	July 13	33 m	31 m	9 m

Table 4-2. Seasonal variations in nutrients and chlorophyll *a* concentrations in the euphotic layer off Rausu in the Nemuro Strait in 1998 and 1999. Each value represents mean at 6 stations.

Year	Date	Nitrate (μmol/l)	Phosphate (μmol/l)	Silicate (μmol/l)	Chlorophyll *a* (μg/l)
1998	March 17	8.82	1.28	11.19	1.45
	(March 21 - 23	Sea ice retreated from the coast)			
	April 14	2.42	0.53	9.05	6.97
	May 12	5.38	0.63	12.92	0.66
	June 9	5.14	0.30	4.80	1.48
	July 8	0.66	0.10	4.27	1.26
1999	April 4	9.35	0.92	18.30	0.65
	April 21	6.11	0.68	15.46	0.99
	(April 26 - 28	Sea ice retreated from the coast)			
	May 17	2.35	0.40	7.78	1.77
	June 1	5.16	0.31	15.62	0.98
	June 22	1.10	0.13	8.09	0.73
	July 13	1.22	0.02	3.17	0.80

phytoplankton bloom. Nitrate, phosphate and silicate in the euphotic layer were all high in these first sampling dates in both years (Figs. 4-9 through 4-14, Table 4-2). As the season progressed, all these nutrients were more or less consumed by a phytoplankton bloom in the euphotic layer. Nitrate, phosphate and silicate decreased from 8.82 to 2.42 μ mol, from 1.28 to 0.53 μ mol, and from 11.19 to 9.05 μ mol, respectively, between 17 March and 14 April in 1998 (Table 4-2), and from 6.11 to 2.35 μ mol, from 0.68 to 0.40 μ mol and from 15.46 to 7.78 μ mol, respectively, between 21 April and 17 May in 1999 (Table 4-2). Nutrients in the euphotic layer reached at minimum levels in June and/or July in both years. Below the euphotic layer, high nutrients were maintained throughout the study periods, and

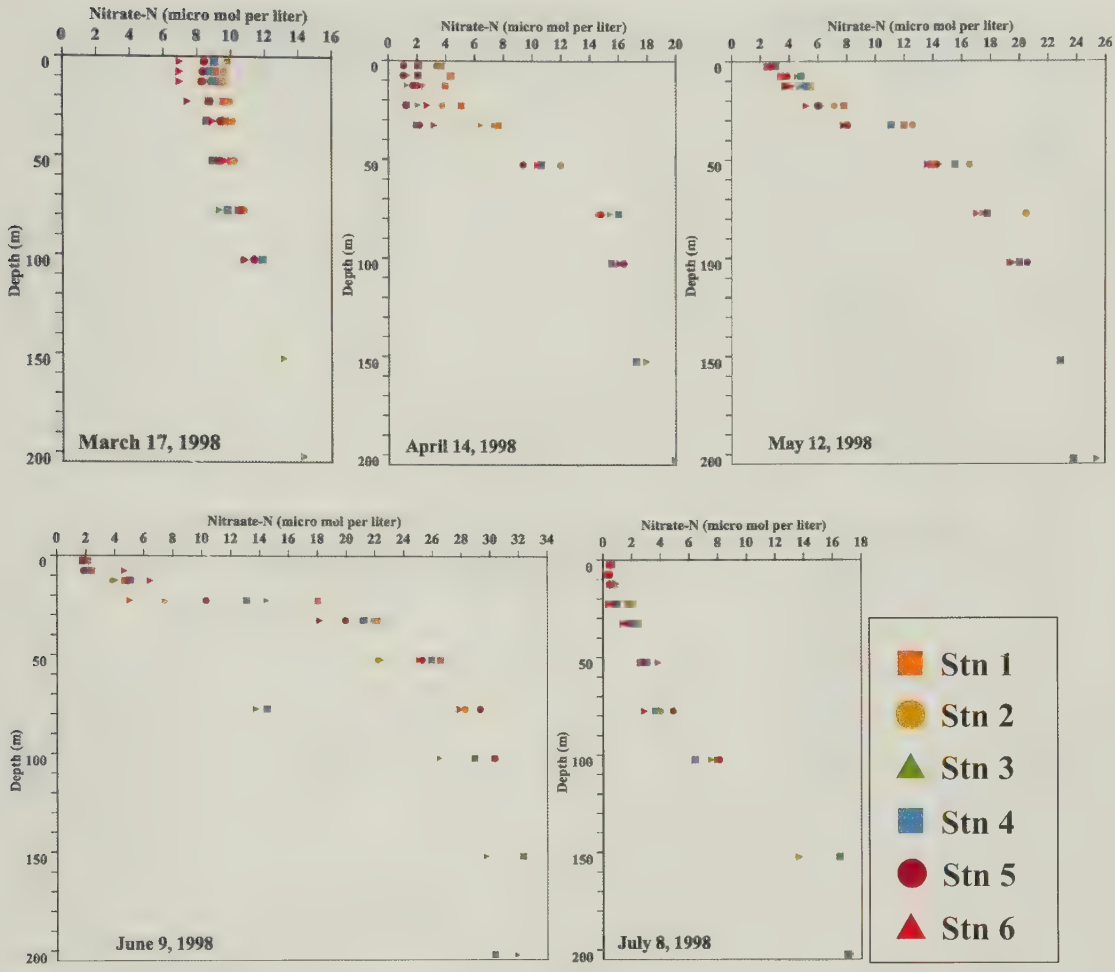


Fig. 4-9. Vertical profiles of nitrate concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

no appreciable differences were seen between 1998 and 1999.

4.2.7 Chlorophyll *a*

While chlorophyll *a* concentration in the mixed layer reached as high as 13 μg l^{-1} in April after sea ice retreated on 21-23 March in 1998 (Fig. 4-15), the concentration barely exceeded 3 μg l^{-1} after sea ice retreated on 26-28 April in 1999 (Fig. 4-16). Average chlorophyll *a* in the euphotic zone ranged from 0.66 to 6.97 μg l^{-1} between March and July in 1998, and from 0.65 to 1.77 μg l^{-1} between April and July 1999 (Table 4-2).

4.3 Discussion

During the sea ice retreat in 1998 and 1999, no appreciable differences were seen in daily solar radiation levels (Fig. 4-2) and nutrient concentrations in the euphotic zone (Table 4-2). Nevertheless, a massive plankton bloom was observed in 1998 when sea ice retreated earlier (late March) than in 1999 (late April). Assuming that there were no changes in water mass, the nutrient utilization by a phytoplankton bloom can be estimated by the difference between the nutrient concentrations when sea ice began to retreat (before blooming) and concentrations remaining after the bloom. On this basis, possible yield of chlorophyll *a* in the euphotic layer in 1998 and 1999 was estimated from nutrient data (N and P, Table 4-2) combined with the nutrient-chlorophyll *a* ratio of diatoms (Brzezinski, 1985). The decrease in N or P

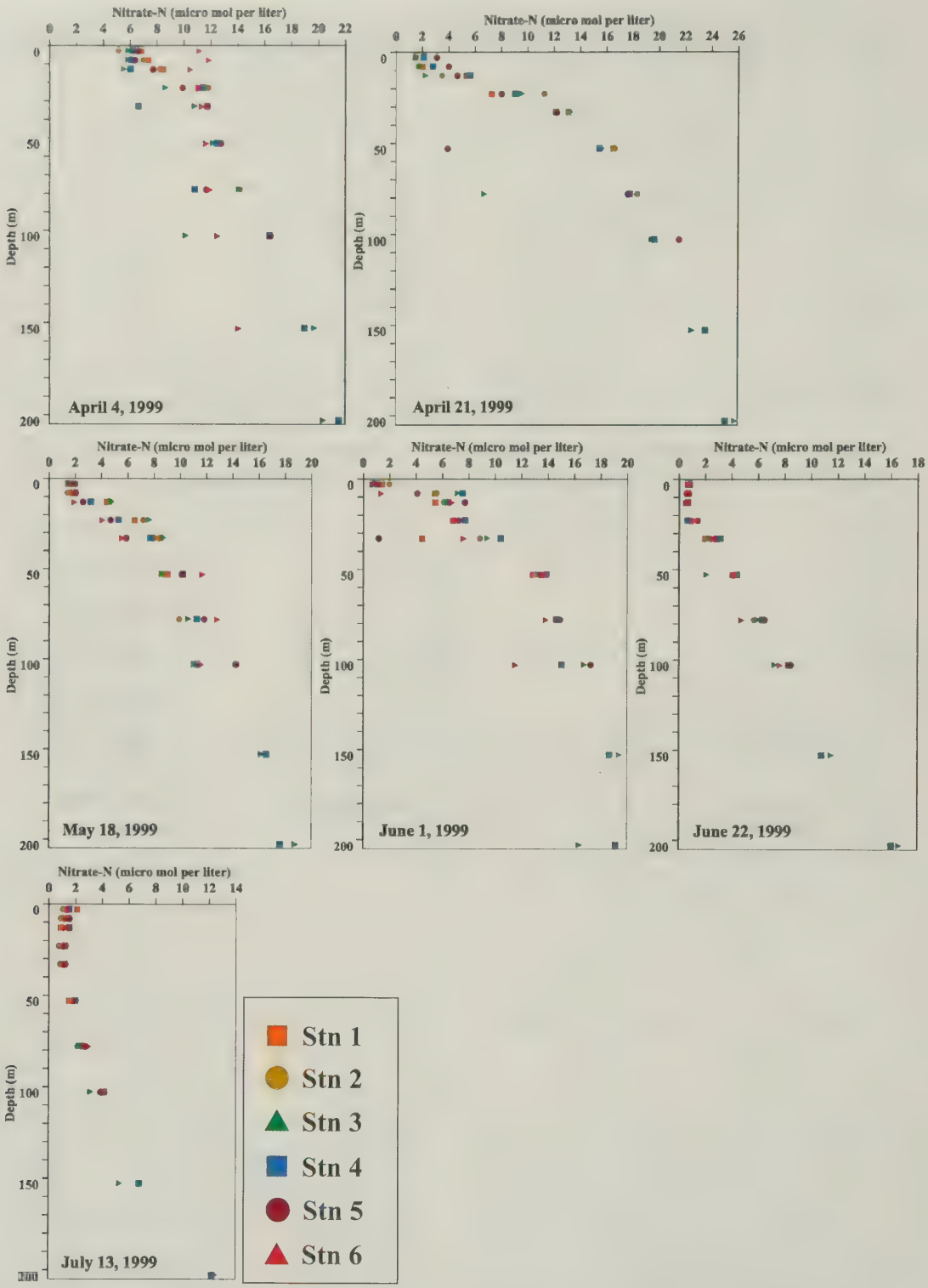


Fig. 4-10. Vertical profiles of nitrate concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

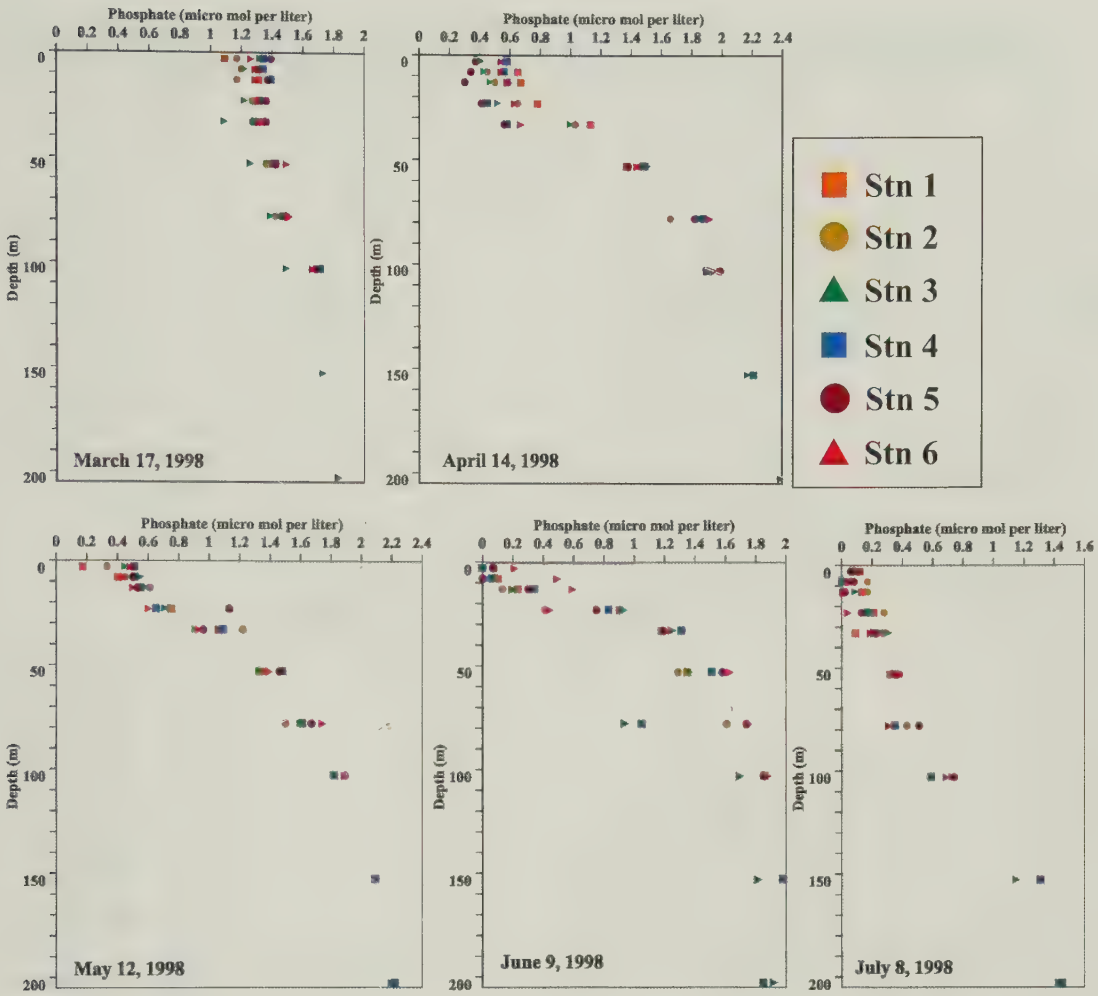


Fig. 4-11. Vertical profiles of phosphate concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

concentrations during the bloom season was fitted to a regression model;

N or P = a × D + b,

where D is Julian days since the beginning of sea ice retreat, and a and b are constants. Resultant regression equations are, N = -0.066D + 14.15 (R^2 = 0.895) and P = -0.011D + 2.065 (R^2 = 0.991) for 1998, and N = -0.079D + 16.05 (R^2 = 0.897) and P = -0.009D + 1.714 (R^2 = 0.985) for 1999. The amounts of N or P utilized by phytoplankton were calculated from these equations and converted to chlorophyll *a* using a set of conversion factors including C : Chl. *a* = 30 (Banse, 1977) and C : N : P = 106 : 16 : 1 (Redfied ratio, cf. Parsons *et al.*, 1984). The total amounts of N and P utilized by the phytoplankton bloom during the study period (Julian Day = 104) in 1998 were 4.90 μmol and 0.422 μmol, respectively, which equate 5.3-7.0 μg chlorophyll *a* l^{-1}. The same calculation in 1999 showed that the total N and P utilized by phytoplankton during the study period (Julian Day = 138) in 1999 was 2.78 μmol and 0.072 μmol, respectively, which is equivalent to 1.19-3.0 μg chlorophyll *a* l^{-1}. Observed chlorophyll *a* maxima were 6.97 μg l^{-1} in 1998 and 1.77 μg l^{-1}

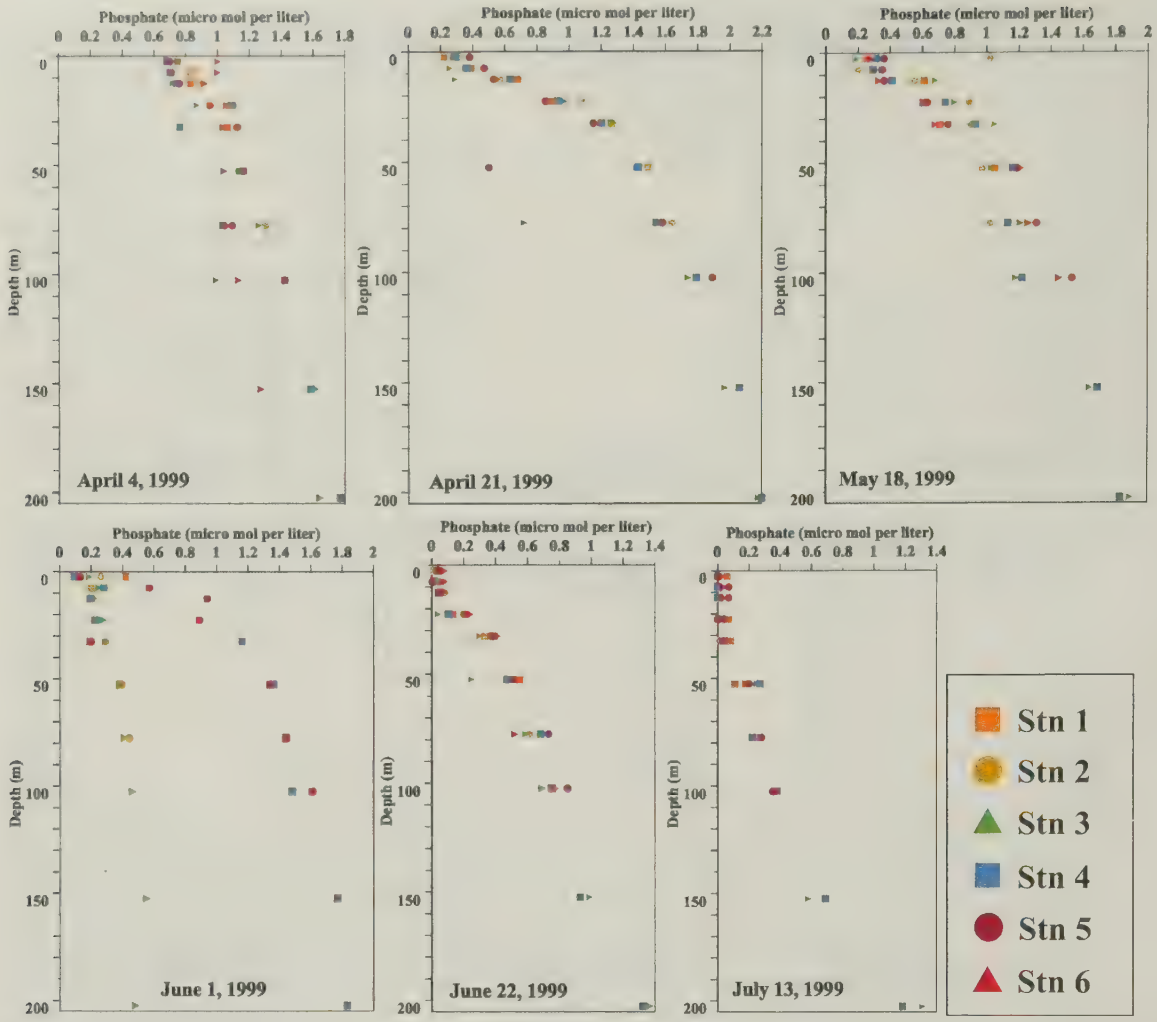


Fig. 4-12. Vertical profiles of phosphate concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

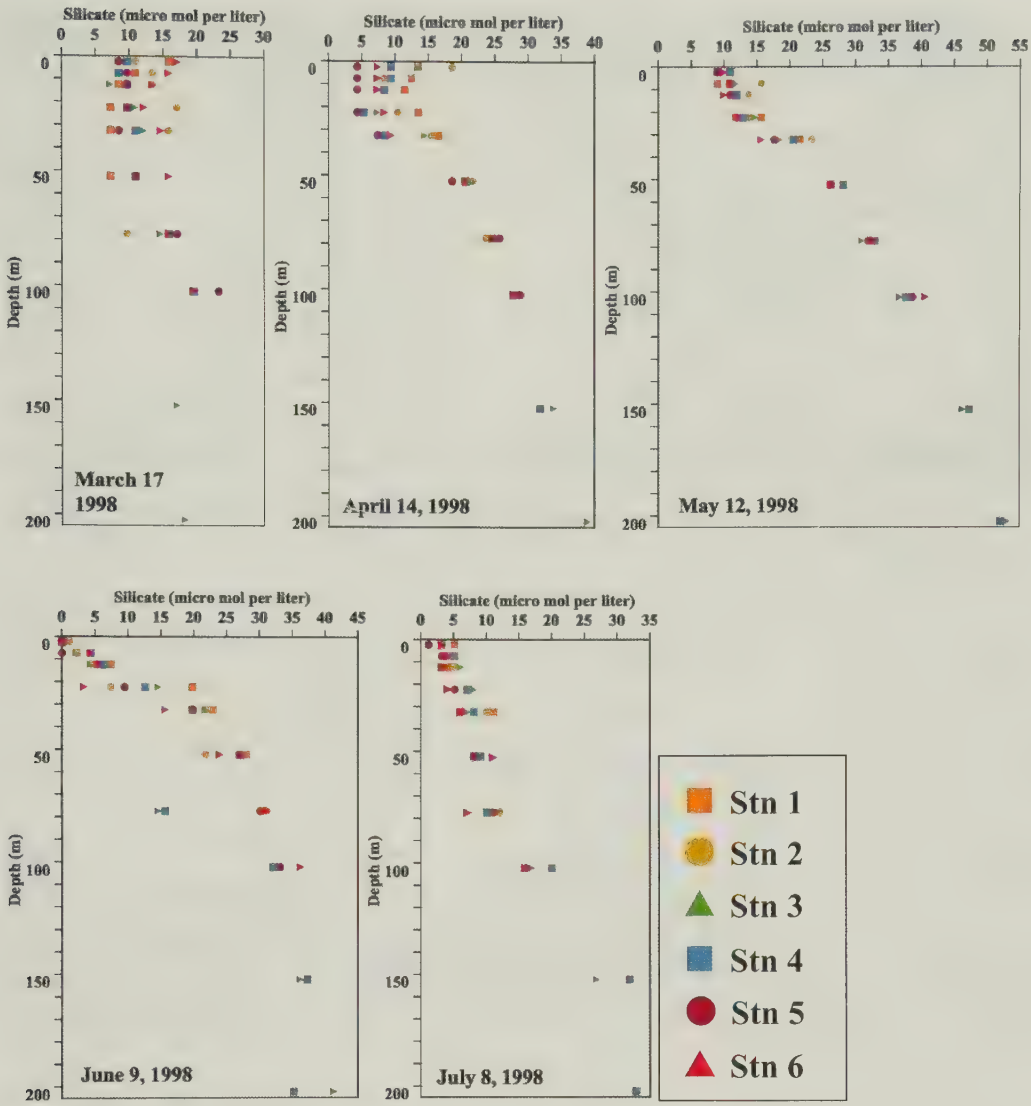


Fig. 4-13. Vertical profiles of silicate concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

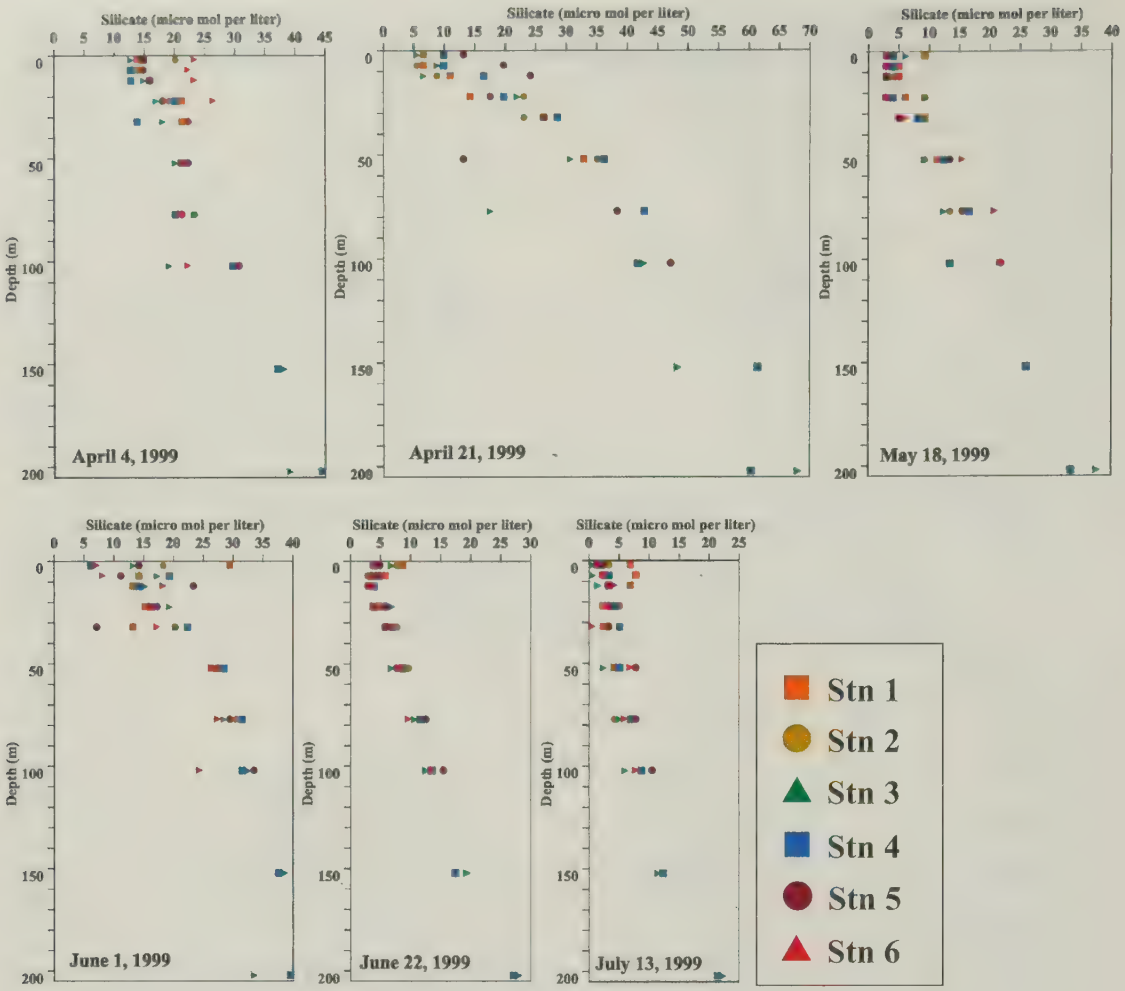


Fig. 4-14. Vertical profiles of silicate concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

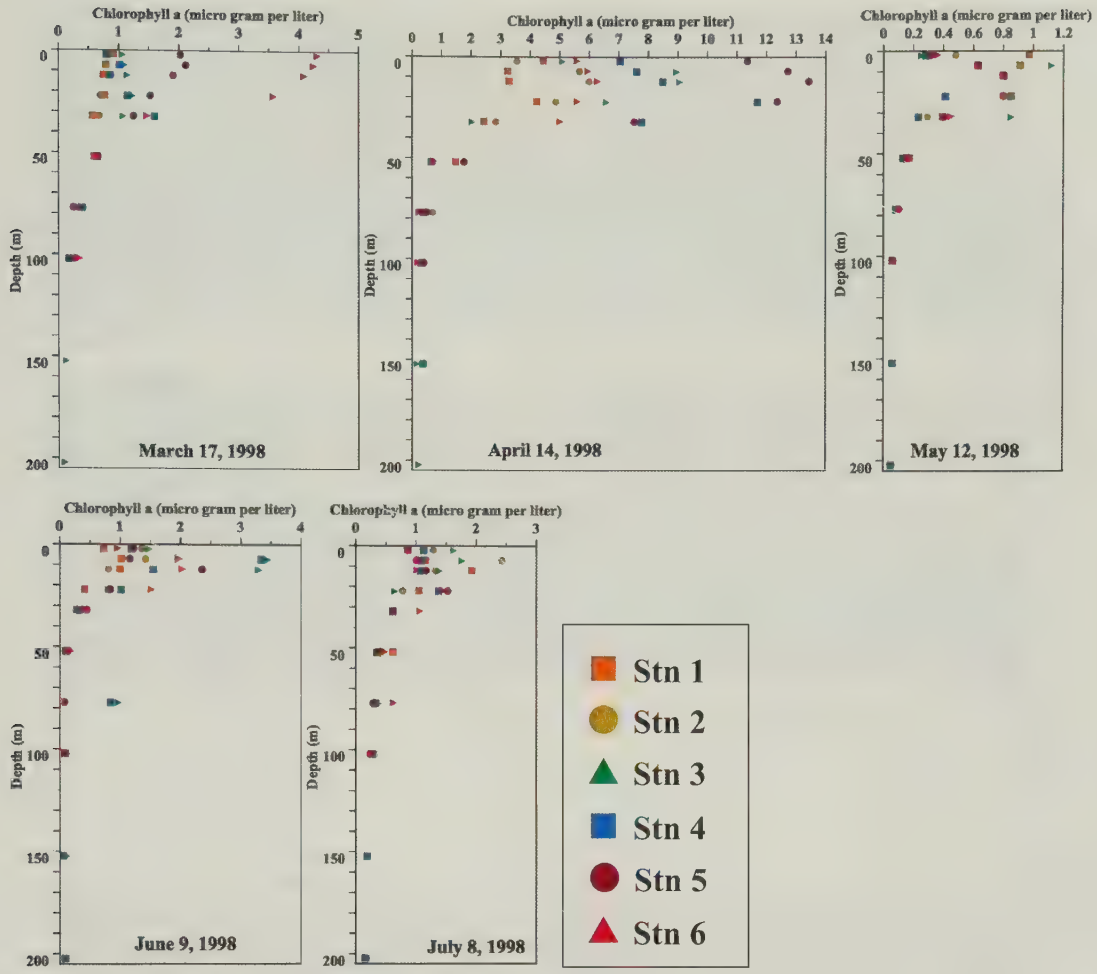


Fig. 4-15. Vertical profiles of chlorophyll *a* concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during March-July 1998.

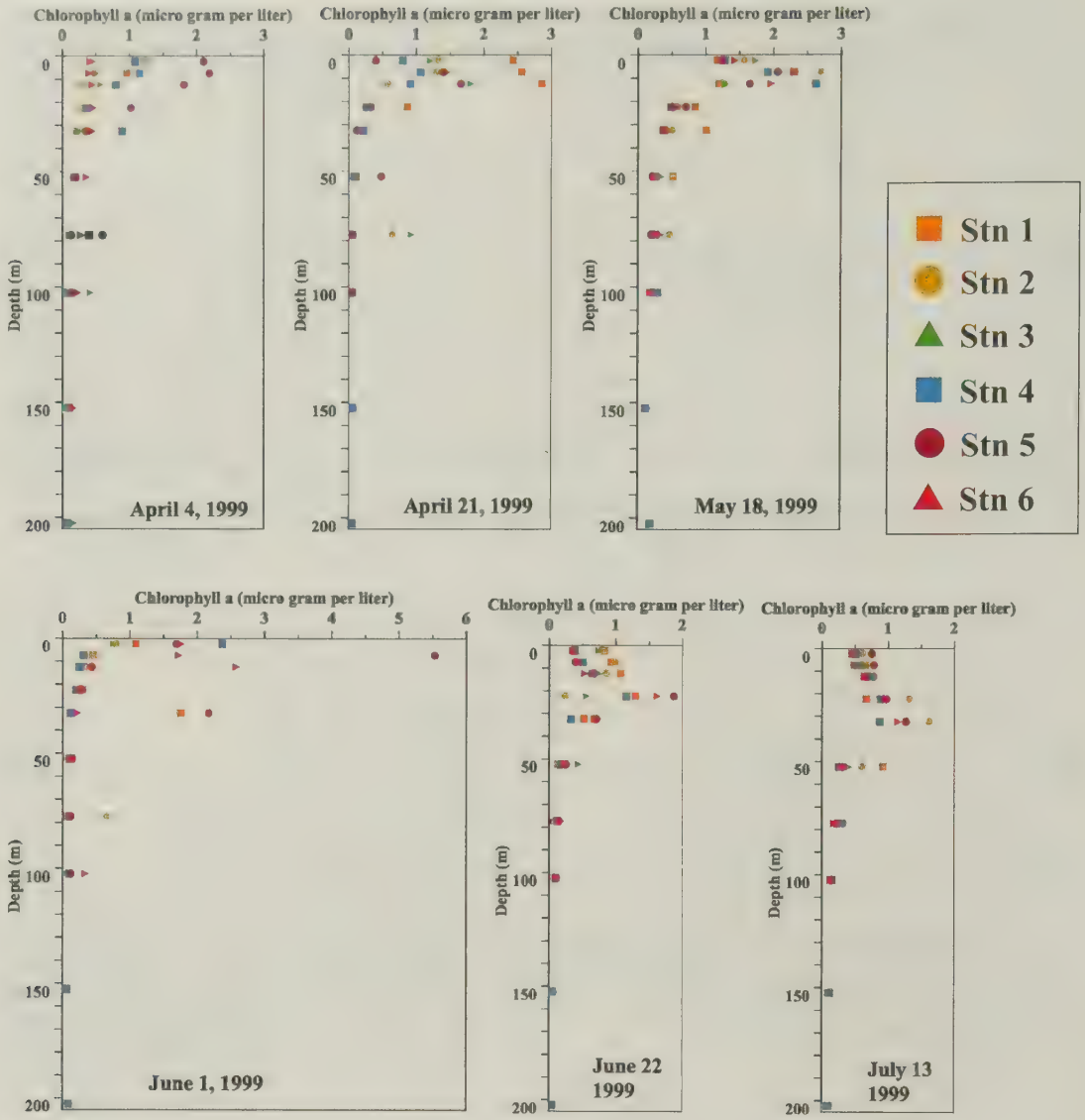


Fig. 4-16. Vertical profiles of chlorophyll *a* concentrations at Stn. 1-6 off Rausu in the Nemuro Strait during April-July 1999.

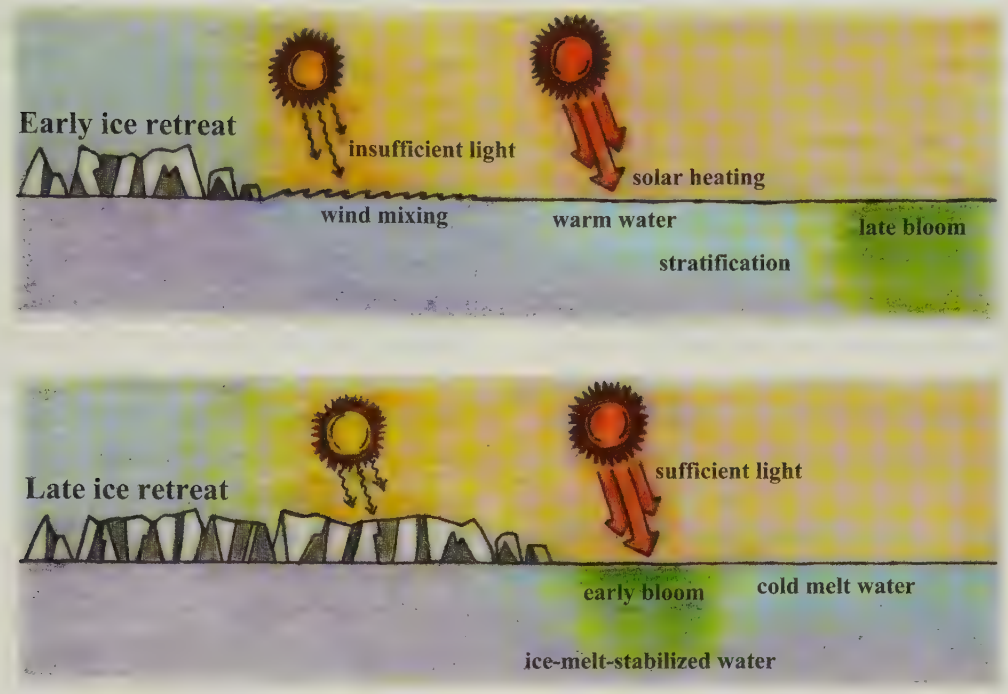


Fig. 4-17. Possible mechanism for the consequences of early and late sea ice retreat to the development phytoplankton bloom in the Bering Sea (Hunt's hypothesis).

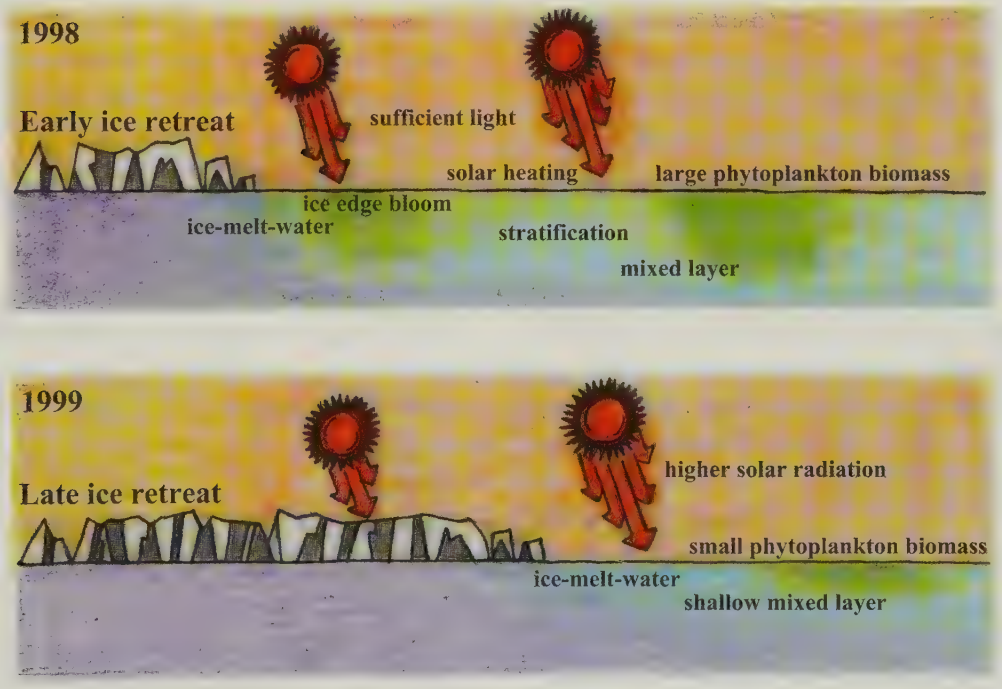


Fig. 4-18. Possible mechanism for the consequences of early and late sea ice retreat to the development phytoplankton bloom in the Nemuro Strait.

in 1999 (Table 4-2), which fall within the range predicted from the decrease in nutrients.

Comparing the depth of the mixed layer after sea ice retreat, the mixed layer depth just after the ice retreat in 1998 was deeper (14 April ; 30 m) than that (18 May ; 13 m) in 1999 (Table 4-1). As compared with the depth of mixed layer, the depth of euphotic zone at the same date was slightly shallower (23 m) in 1998 but much deeper (42 m) in 1999. The critical depth was nearly similar (29 m) in 1998 but much deeper (50 m) in 1999. The magnitude of primary production is governed by the thickness of the mixed layer (nutrient pool) on the premise that the bottom of the mixed layer is not light limited (shallower than the critical depth). While the daily solar radiation during sea ice retreat periods in 1998 and 1999 was similar (Fig. 4-2), the radiation in early March 1998 was less than that in early April 1999, suggesting that the sea ice melted slowly in 1998 but quickly in 1999 as judged by vertical profiles of salinity and density in each year (Figs. 4-7 and 4-8).

In the Bering Sea, delayed incidence of phytoplankton blooms in open water is characteristic of years in which sea ice retreated early, while phytoplankton blooms occurring immediately in open water is characteristics of a year in which sea ice retreat was delayed (Hunt *et al.*, 2002: Hunt and Drinkwater, 2005) (Fig. 4-17). According to the hypothesis in years of late sea ice retreat, phytoplankton accumulates in cold meltwater, because there is sufficient light to support the bloom in a stabilized water column. In contrast, when sea ice retreats early in the spring, there is insufficient light to support phytoplankton growth and strong seasonal winds prevent water column stratification. In contrast to this hypothesis, early retreat of sea ice in 1998 in the Nemuro Strait led to a massive phytoplankton bloom, and late retreat of sea ice in 1999 in the Nemuto Strait led to a less marked phytoplankton bloom.

The Bering Sea (52-62°N) is located at higher latitudes than the Nemuro Strait (43.7-44.3°N). This means that daily solar radiation in the former region is less than that in the latter region (Sathyendranath and Platt, 1988). Lower daily solar radiation in the Bering Sea suggests a deeper mixed layer because of slow sea ice melting during years of early sea ice retreat. The meltwater lens produced during sea ice retreat in the marginal ice zone has been considered as the main contributor to the stability of the water column (Veth *et al.*, 1992), a necessary precedent to the onset of a phytoplankton bloom. In contrast to the Bering Sea, sea ice melts quickly even in years of early sea ice retreat because of higher daily solar radiation, which facilitates stratification of the water column and leads to the onset of a phytoplankton bloom. In years during which sea ice retreat is delayed, sea ice melts rapidly and the resultant low salinity water spreads at shallow depths (=shallow mixed layer) leading to a less marked phytoplankton bloom (Fig. 4-18). Thus, the fundamental difference in sea ice-phytoplankton growth relationships between the Bering Sea and the Nemuro Strait lie in the differences in latitudes at the two locations which in turn govern daily solar radiation levels at the sea surface.

Chapter 5. Historical Data Analysis

According to Hokkaido fishery statistics 2002 (Hokkaido, 2004), the production of scallops, chum salmon and seaweed was valued at 54.3 billion yen (20.8 % of the total fishery production of Hokkaido), 34.2 billion yen (13.1 %) and 25.7 billion yen (9.9 %), respectively. The production value of these three fishery resources exceeded 40 % of the total value of the entire Hokkaido fisheries production (260.5 billion yen). Within Hokkaido, fishery production of scallops, chum salmon and seaweed in the Ohkotsk Sea coast and the Nemuro Strait region in 2002 was valued at 35.0 billion yen (42.0 % of total fishery value of Hokkaido), 17.4 billion yen (20.9 %) and 2.8 billion yen (3.3 %), respectively, and all together accounted for more than 60 % of the total fishery production (valued at 83.2 billion yen) in these two regions. It is noted that the production of chum salmon alone in these two regions accounts more than 50 % of that of Hokkaido as a whole.

Salmon juveniles are released from hatcheries around Hokkaido and the northern part of Honshu Island and migrate to and feed in the Ohkotsk Sea from early summer to late autumn of their first year before they migrate out of the Okhotsk Sea (Ueno *et*

al., 1995; Urawa, 2000). Compared with the Pacific Ocean, the Okhotsk Sea is a preferable habitat for salmon juveniles in that food zooplankton is very abundant (Seki *et al.*, 1995), less saline-surface water lessen osmotic stress (Shimizu *et al.*, 1995), and Hokkaido, Sakhalin, the Eurasian continent, Kamchatka and the Kuril Islands are natural barriers to prevent dispersion of the population (Hanawa, 1996). As mentioned above, the environmental conditions of the Okhotsk Sea coast and the Nemuro Strait region are characterized by sea ice cover in winter, but the relationship between high salmon production and sea ice has never been addressed before.

5.1 Sea ice and fishery production along the Okhotsk coast of Hokkaido

Sea ice exerts negative effects on local fisheries in one sense in that it makes operation of fishing boats difficult, and it damages seaweeds and cultivation facilities. In another way though, the inevitable restriction of fishing boat operations may protect fishery resources from over exploitation.

Walleye pollack (*Theragra chalcogramma*), flatfish (*Pleuronectidae* spp.), giant Ezo scallop (*Patinopecten yessoensis*) and Arabesque greenling (*Pleurogrammus azonus*) are major fishery resources in the coastal waters of the Abashiri district in the southeastern Okhotsk Sea.

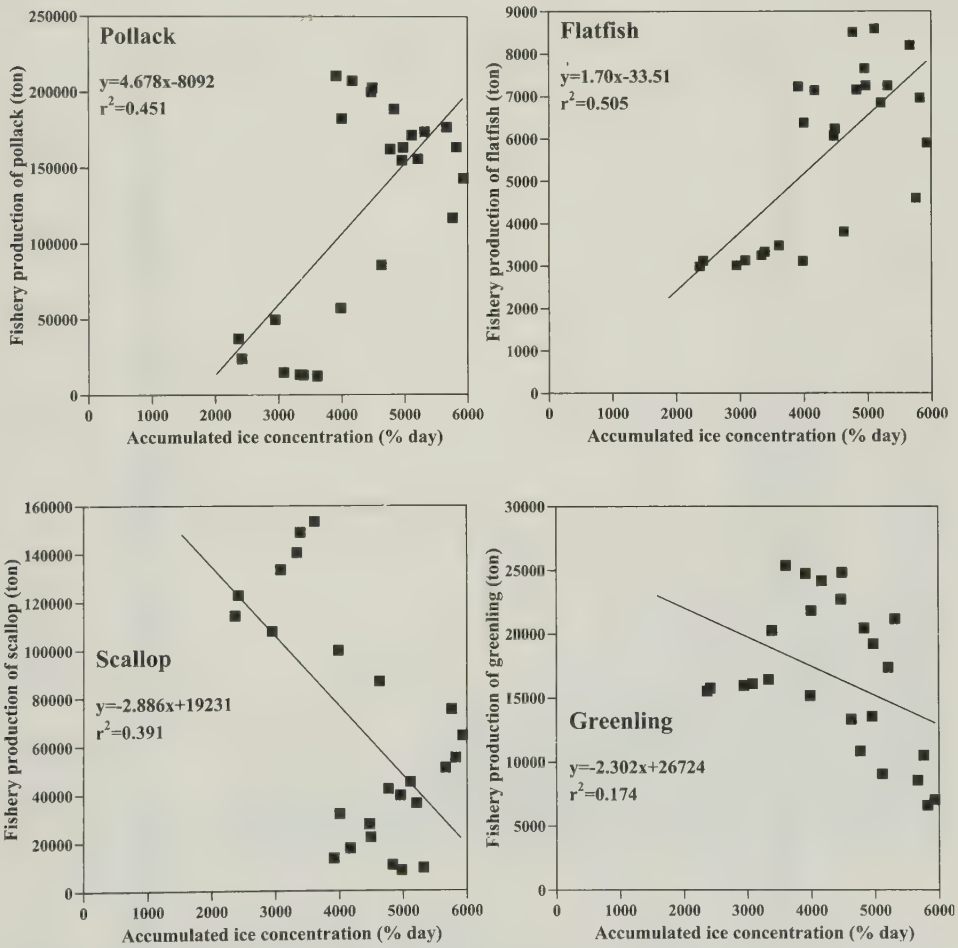


Fig. 5-1. Relationship between the accumulated ice concentrations and annual fishery production of pollack, flatfish, scallop and greenling in the Okhotsk coast during 1969-1998.

The relationship between the accumulated ice concentration off the Okhotsk Sea coast and the fishery production of walleye pollack, flatfish, giant Ezo scallop and Arabesque greenling from 1969 to 1998 were analyzed (Fig. 5-1). Since most of the fisheries target of fish species including salmon which are 4> years old, year-to-year variations were smoothed by calculating a moving average (for five years) before attempting correlations with sea ice. A positive correlation was shown between the two parameters for flatfish and pollack ($p<0.001$) while a negative correlation was found for scallop ($p<0.001$) and greenling ($p<0.05$). The accumulated ice concentration off the Okhotsk Sea coast has been showing a decreasing trend for a long time to date. Therefore, a positive correlation indicates a decreasing trend of the fishery resource and a negative correlation indicates an increasing trend of the fishery resource.

5.2 Salmon returned to the Okhotsk Sea coast of Japan

The kinds of salmon dealt with in this study are largely chum salmon (*Oncorhynchus keta*), but pink salmon (*O. gorbuscha*) is also referenced for comparison. Data on the number of salmon captured along coasts and in the rivers, and the annual records of hatching and breeding of salmon in the hatcheries were compiled from the yearbooks of the Hokkaido Salmon Hatchery from 1950 to 1996, and the reports of the National Salmon Resources Center (NASREC) from 1997 to 2002. In the yearbooks and reports, detailed data from the Shari hatchery of the Kitami branch of NASREC located in the upper reaches of the Shari River draining into the Abashiri coast region are of special interest (Fig.

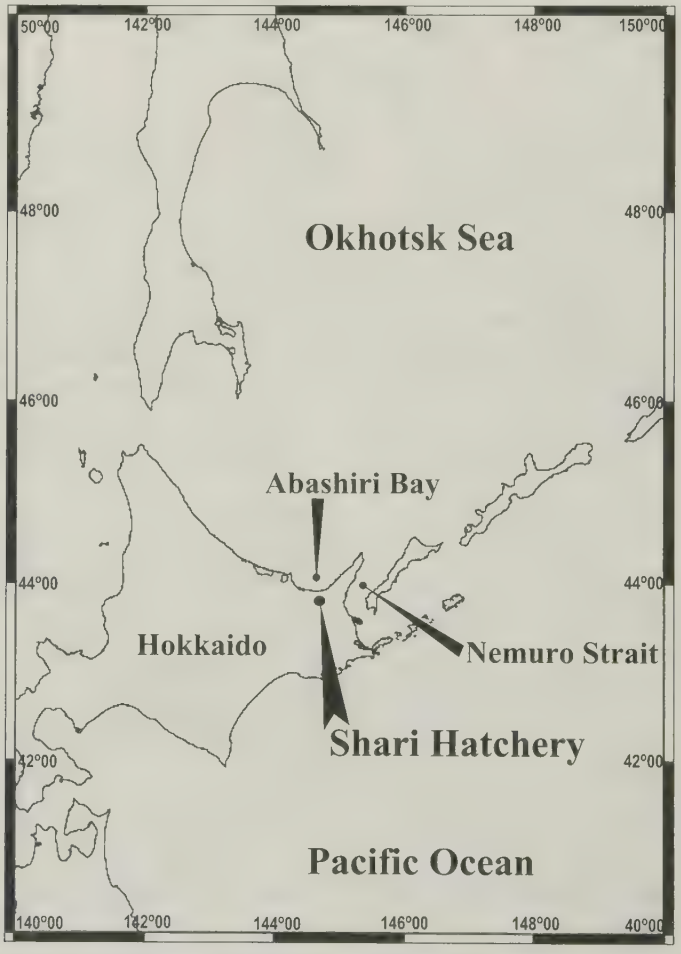


Fig. 5-2. Location of the Shari hatchery (arrowed) on the Okhotsk Sea coastal region of Hokkaido.

5-2). Fisheries production data and its commercial values in Hokkaido were compiled from statistical yearbooks of the Hokkaido Department of Fisheries and Forestry.

The number of chum salmon fry released from hatcheries in Hokkaido increased rapidly from 300 million in the 1960s to one billion in the 1980s. A total of about 200 million chum salmon fry have been released from rivers in each of the five districts of Hokkaido; the Okhotsk Sea, Nemuro, the Japan Sea, and east and west Erimo Peninsula. Accordingly, the returning number of mature chum salmon has increased rapidly since the latter half of the 1970s. During the 1980s, the sum of returning mature chum salmon increased remarkably except in the Okhotsk Sea and Nemuro districts. This reflects the fact that the increase in the number of released salmon fry was less in these two districts as compared with those in the other three districts. In the Okhotsk district, the number of released salmon fry in fact even decreased from the 1980s to the 1990s although this resulted in the improvement of the number of returning mature chum salmon in this district in the 1990s (Fig. 5-3).

The percentage of returning mature salmon from the total number of released fry is the "return rate", which is on average 1.1 % in the 1950s, 1.6 % in the 1960s, 2.5 % in the 1970s, 3.2 % in the 1980s and 5.3 % in the 1990s in Hokkaido. Within Hokkaido, the return rate in the Nemuro district was less than the average in the 1950s and the 1960s but greater than the average after the 1970s. In the Okhotsk Sea district, the figure was 3.1 % which is greater than the average through the 1970s, decreased to 2.1 % in the first half of the 1980s, recovered to 3.8 % in the latter half of the 1980s and afterwards increased as high as 8.5 % in the 1990s. As a result, the sum of salmon fishery production by set net fisheries off Abashiri and Shari in the eastern Okhotsk Sea coast and off Rausu and Shibetsu in the

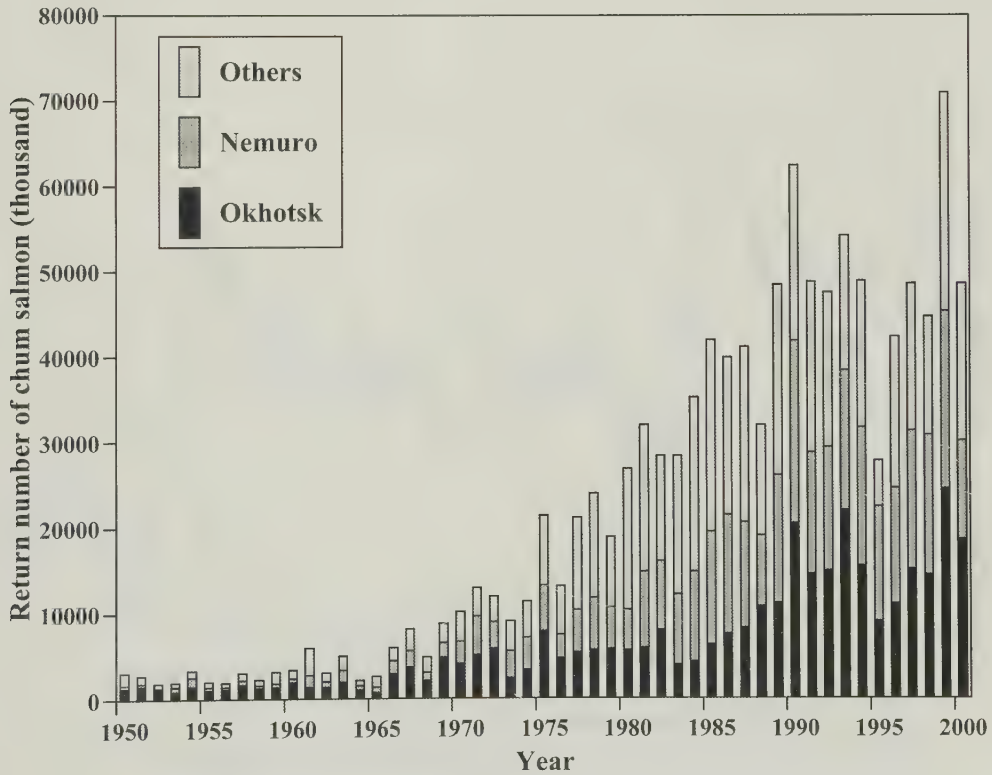


Fig. 5-3. Long-term changes of the return number in brood year of mature chum salmon (*Oncorhynchus keta*) in the Okhotsk Sea, Nemuro and other coast districts (total of the Japan Sea, west coast of Erimo Peninsula and east coast of Erimo Peninsula) around Hokkaido.

Nemuro Strait region has exceeded 40 % of that of Hokkaido as a whole since the 1990s.

5.3 Sea-ice and return of mature salmon

Annual data of the accumulated sea ice concentration along the Okhotsk Sea coast from 1969 to 2004 used in this analysis are those from the sea ice observation radar operated by the Sea Ice Laboratory of Hokkaido University at Mombetsu, and those along the Abashiri coast from 1930 to 2004 are from observations by the Abashiri Meteorological Observatory. For detailed accounts of the area covered by the radar and the observations, see Aota *et al.* (1993). The dates sea ice reached and retreated from the coasts during the period 1950 to 2004 were from the Okhotsk Sea Ice Museum of Hokkaido homepage (http://giza-ryuhyo.com).

The relationship between sea ice distribution off the Abashiri coast and off the Okhotsk Sea coast of Hokkaido was examined. Because the extent of sea ice is indicated by a value integrated over daily-accumulated ice concentration, the extent of sea ice was assumed to be large when the annual accumulated ice concentration is high (Aota and Ishikawa, 1993). There was a positive and significant correlation ($p<0.001$) between the accumulated ice concentration off the Abashiri coast (by observation) and the summed values of the accumulated ice concentration off the Okhotsk Sea coast of Hokkaido (observed with radar at Esashi, Mombetsu and Abashiri). In other words, the annual variation in sea ice concentration off the Abashiri coast reflected that of the Okhotsk Sea coast of Hokkaido. Subsequently the relationship between the extent of sea ice and the return rate of mature chum salmon to their home rivers on the Abashiri coast was analyzed using long-term data. The five-year moving average of the accumulated ice concentration off the Abashiri coast showed a clear trend of decline from 1930 to 2004 ($p<0.001$). Three peaks, each approximately 20 years apart, were observed (Fig. 5-4). The years of 1945 and 1985 correspond to the cold years broadly seen in the waters around Japan (Sakurai *et al.*, 2000). While a trend of decrease is seen between the 1930s

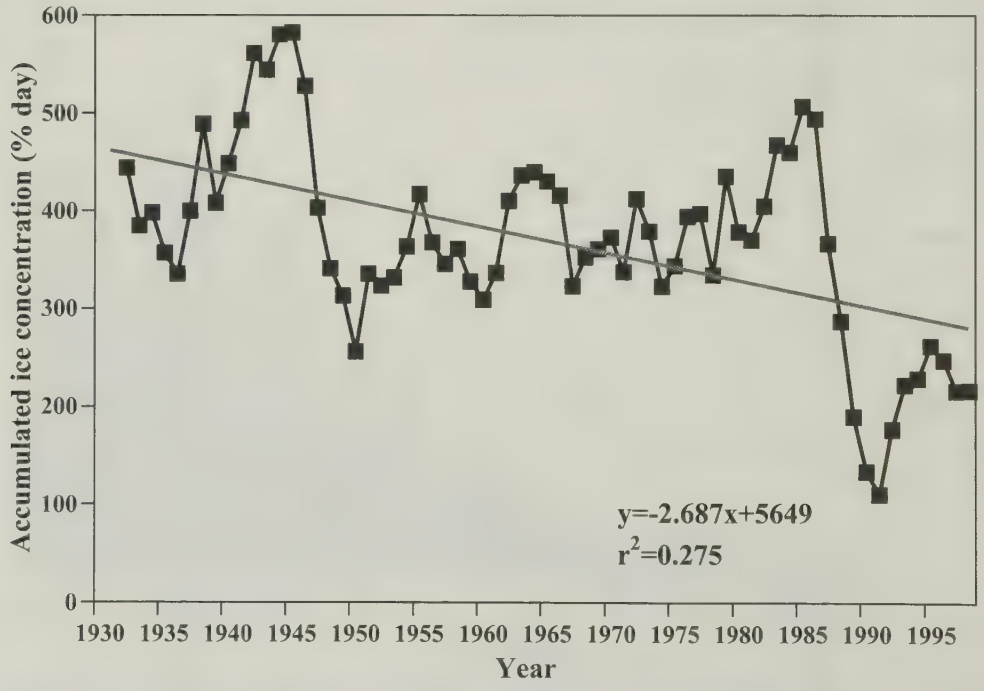


Fig. 5-4. Long-term changes of the accumulated ice concentration (5-year moving averages) off Abashiri coast by watching observations during 1932-1998.

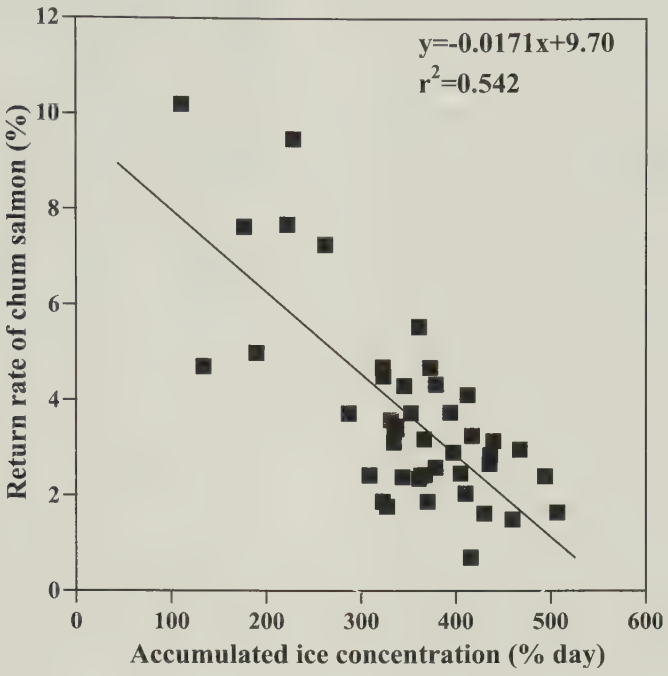


Fig. 5-5. Relationship between the return rate of mature chum salmon (*Oncorhynchus keta*) and the accumulated ice concentration in release year (5-year moving averages) off Abashiri (Okhotsk Sea) during 1951-1995.

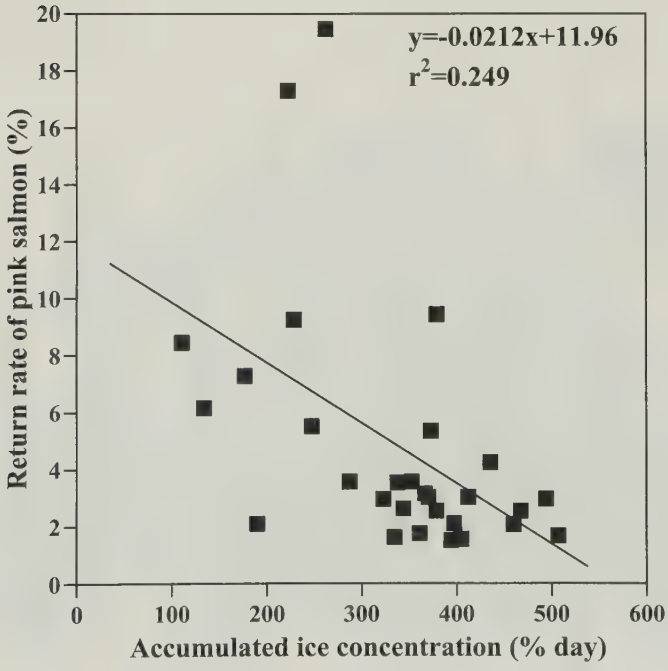


Fig. 5-6. Relationship between the return rate of mature pink salmon (*Oncorhynchus gorbuscha*) and the accumulated ice concentration in release (5-year moving averages) off Abashiri (Okhotsk Sea) during 1968-1996.

and the 1990s, large year-to-year variations in the extent of sea ice are also evident.

The return rate of mature chum salmon on the Okhotsk Sea coast was negatively correlated with the annual accumulated ice concentration off the Abashiri coast (Fig. 5-5); the number of returned chum salmon was less in years in which the amount of sea ice was extensive. The same negative relationship was also confirmed for the return rate of mature pink salmon (Fig. 5-6). In Fig. 5-6, two anomalously high-return cohorts were those released in 1993 and 1995, which may reflect higher survival during their coastal lives although the reasons for this potentially higher survival are unknown (perhaps high zooplankton abundance, large juvenile size, etc.).

The relationship between the duration of sea ice cover along the coasts and the release timing of salmon fry was examined. The duration of sea ice coverage can be defined in two ways; one is the number of days between the first appearance of sea ice appeared and its complete disappearance; and the other is the number of days between the date of sea ice reaching the coast and the date of sea ice starting to retreat from the coast (Fig. 5-7). The duration of sea ice coverage in the 1960s, 1970s, 1980s and 1990s were 92, 95, 91 and 78 days, respectively, along the Abashiri coast by the first definition, and were 55, 59, 49 and 46 days, respectively, along the Abashiri coast by the second definition. Under either definition, a trend of shortening of sea ice coverage in recent years is evident in the waters around Abashiri. Analyzing a historical data set (1930-1992), Aota *et al.* (1993) noted a positive correlation between the duration of sea ice coverage and the accumulated ice concentration. This positive correlation was confirmed in the present study by adding data since 1993 to those used in Aota *et al.*'s (1993).

5.4 Sea ice and artificial salmon enhancement

The Shari River is the main river supporting the salmon resources of the Abashiri coastal region and is one of the important salmon enhancement rivers in the Okhotsk Sea coastal region (Fig. 5-2). The Shari hatchery of the Kitami branch of the National Salmon Resources Center is located in the upper reaches of the Shari River and has a long history of salmon enhancement which goes back to 1950. The entire history may be divided into three periods from the viewpoint of treatment of salmon fry before release (Fig. 5-8). From 1950 to 1966, none of the

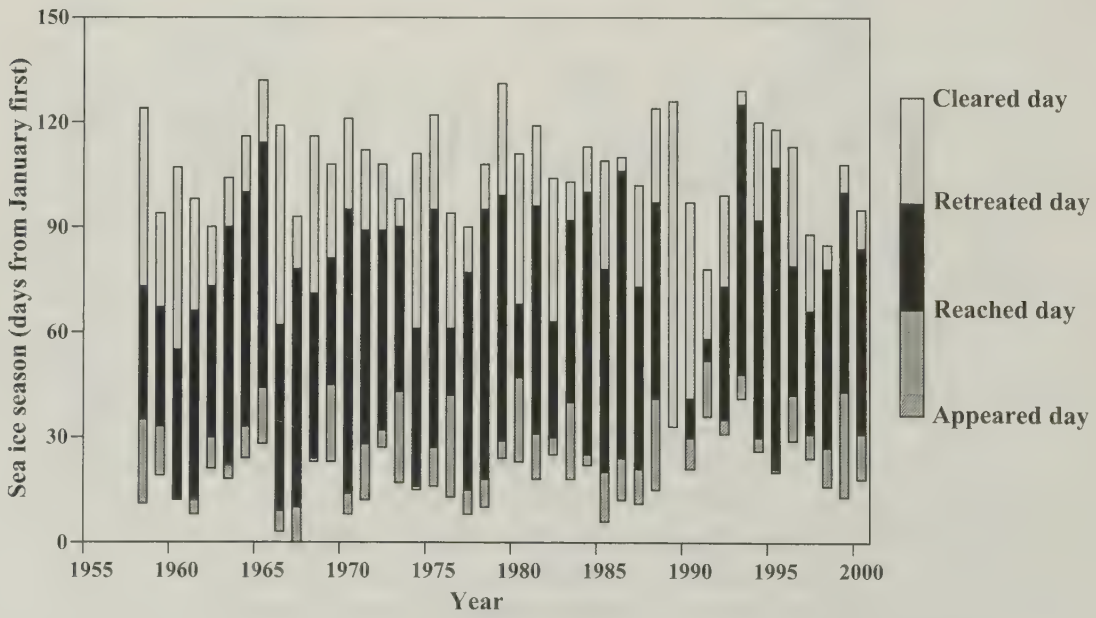


Fig. 5-7. Long-term changes of ice-covered season off Abashiri. See text for details.

salmon fry were fed in the hatchery before release to the river (Non-feed period). From 1967 to 1986, part of salmon fry were fed and the other part were not fed, before release to the river (Transitional period). The Transitional period may be subdivided into "First" and "Second" by the difference in the starting dates of fry release to the stream (First: released late, Second: released early). From 1987 until the present, all salmon fry were fed in a hatchery before being released to the river (Feed period).

In Fig. 5-8, the release date in a given year was shown by the number of days counted from January first (Julian day). For example, the release date during the Non-feed period was between 89-120 days, meaning the release of salmon fry started on the 89th day and finished on 120th day. The release dates during the Transitional period were 68-145 days, and during the Feed period were 107-149 days. It is noted that the starting date and ending date of fry release were earlier during Non-feed period than Feed-period. The duration of release was the longest during Transitional period because the number of fry and the proportion of fed fry increased gradually. The breeding duration of female salmon inevitably became longer when salmon fry were fed during the Feed period.

The return rate of mature chum salmon and the body weight of released fry during each period are compared. The return rate and the body weight of fry were 2.9 % and less than 0.5 g during Non-feed period, 3.6 % and 1.2 g during First Transitional period, 2.4 % and 0.5-0.7 g during Second Transitional period, and 7.0 % and 0.9-1.4 g during Feed period. The return rate of mature chum salmon during Second Transitional period was the lowest because a large number of the fry were needed to release over the longer period (including early in the season) due to the limited capacity of hatchery facilities.

Chapter 6. General Discussion

While the present results clearly suggest that the

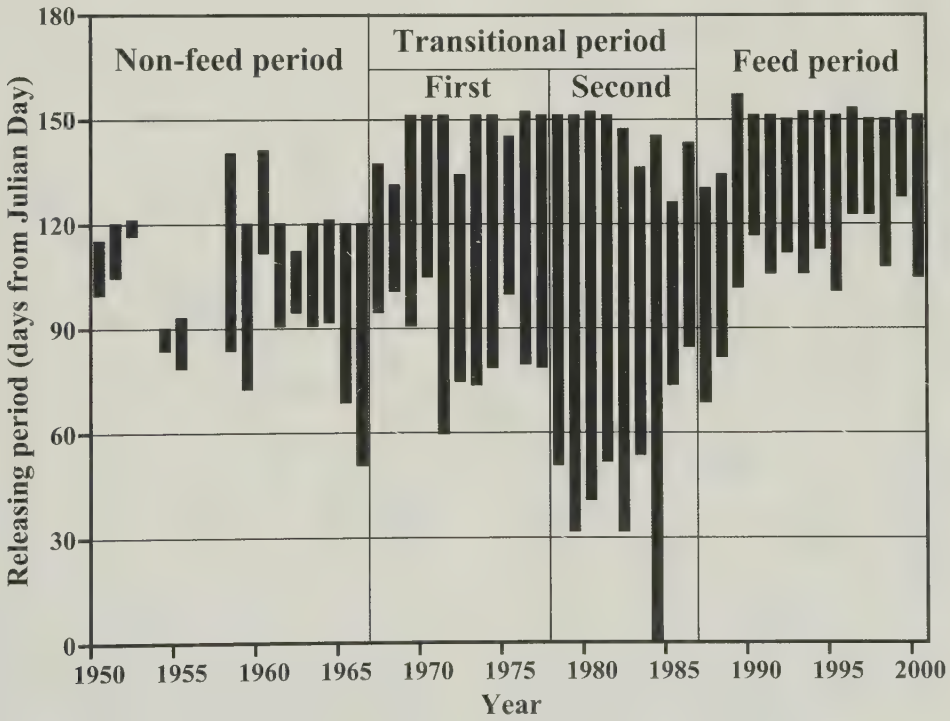


Fig. 5-8. Historical accounts of raising procedures of chum salmon fry after hatching to release in the Shari hatchery during 1950-2000.

effects of sea ice on salmon of hatchery origin was mediated by hydrography, phytoplankton blooms and zooplankton (food for salmon) in the coastal environments, the expression of these effects may vary depending on the physiological characteristics of different salmon species. There was a negative correlation between the accumulated sea ice concentration off the Abashiri coast and the return rate of mature chum salmon in the Okhotsk Sea coast off Hokkaido (Fig. 5-5). Compared with chum salmon, the correlation was weak in pink salmon (Fig. 5-6). Chum salmon are different from pink salmon in that the former spawn in spring water and the latter in river water. Pink salmon can adapt to lower temperature environments than can chum salmon (Kobayashi, 1968). This means that pink salmon is able to endure lower temperatures in the coastal regions in the course of their downstream migration. The growth and maturation of pink salmon are much faster than chum salmon and pink salmon return to home rivers for spawning in two years (Heard, 1991). Because of this shorter generation time, the return rate of pink salmon is expected to be higher than that of chum salmon if they are not food limited during their oceanic lives. Nevertheless, a large year-to-year variation in the return rates of pink salmon may be indicative of rather adverse food conditions during their oceanic lives.

The return rate of mature chum salmon decreased when chum salmon fry were released during the period of sea ice (Fig. 5-5 and 5-6). In addition, the period of sea ice coverage was extended when the force of sea ice was strong (Aota *et al.*, 1993).

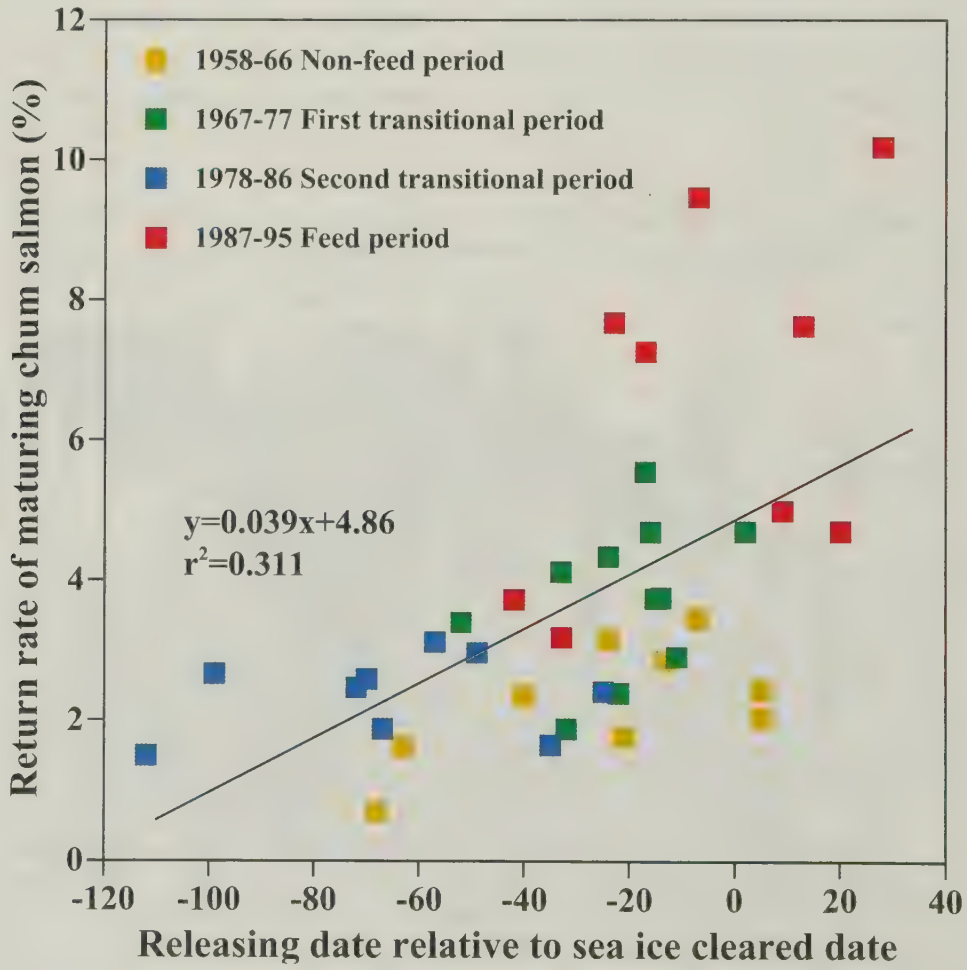


Fig. 6-1. Relationship between the return rate in brood year of mature chum salmon in the Okhotsk Sea coast and the releasing date of chum salmon fry from the Shari hatchery relative to the sea ice cleared date off Abashiri.

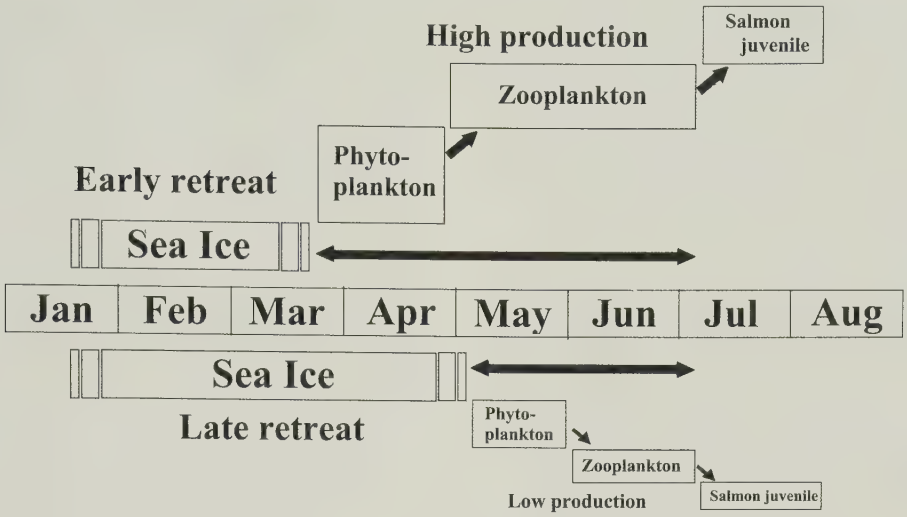


Fig. 6-2. Schematic diagram of two scenarios regarding the timing of sea ice retreat which lead high or low production of phytoplankton, zooplankton and survival of salmon juveniles through food chain in the Nemuro Strait.

The relationship between the release date of salmon fry from the Shari hatchery relative to the date of sea ice disappearance from the Abashiri coast and the return rate of mature chum salmon in the brood year in the Okhotsk Sea coastal region was examined (Fig. 6-1). A positive correlation ($p<0.001$) between these two parameters in Fig. 6-1 indicates that the return rate increased when chum salmon fry were released after the sea ice retreated from coastal regions. For this reason, food (zooplankton) for salmon fry is considered to be abundant because of a preceding phytoplankton bloom, especially in years when sea ice retreated early in the spring (Fig. 6-2).

In examining records taken from 1958 to 1995, it was noted that the return rate of mature salmon remained low in the Second Transitional period (1978-1986, Fig. 6-1). Despite the fact that the fry were fed prior to release, low return rates may be due to the strong force of sea ice (Fig. 5-4), earlier release of fry (Fig. 5-8), and small body size of the fry released (as mentioned above) during these years. Shimizu *et al.* (1989) reported that water temperatures off Yubetsu, located in the north of Abashiri, were low during 1983 and 1985. It is therefore considered that salmon fry released in the Second Transitional period might encounter low temperature conditions in the Okhotsk coastal region and suffer a high mortality during their early oceanic life (Shimizu, 1998). While the provision of food for the fry prior to the release could improve their return rate as mature salmon (Kobayashi, 1987), the present results strongly indicate that the return rates are also affected by coastal environments (temperatures, food zooplankton etc.) encountered downstream. Analyzing the relationship between the return rate of chum salmon and sea surface temperatures as determined by satellite images in the coastal waters around Hokkaido, Miyakoshi *et al.* (2007) noted that the return rate was low in years of low temperature. It is suggested that the low sea surface temperature is results from delayed sea ice retreat; if so, the suggestion by Miyakoshi *et al.* (2007) is consistent with the relationship between the return rate and accumulated ice concentration of this study (Fig. 5-5).

In this dataset the return rates of chum salmon fry which were released after the sea ice retreated from the coastal regions are still variable (Fig. 6-1), suggesting that the causes of fry mortality observed as high as >90% during their oceanic lives are still largely unknown. Yatsu and Kaeriyama (2003) analyzed causes affecting survival of Hokkaido chum salmon during their oceanic migrations and

concluded that while the body size at release was positively correlated the effects of the number of fry released, oceanic sea surface temperatures (SST) and climate (Aleutian Low Pressure) were all not significant. It has also been suggested that the survival salmon fry in coastal waters is affected by climate (regime shift) (Kaeriyama, 2003).

As a next step to improve the return rate of mature salmon, study should be directed to the feeding conditions of salmon fry during the sea ice retreat season in the coastal waters of the Nemuro Strait (Shimizu and Aota, 2000; Shimizu *et al.*, 2001; Shimizu *et al.*, 2007). Since zooplankton are the major food component of salmon fry, zooplankton production cycles in coastal waters and in the Okhotsk Sea need to be studied as a basis to evaluate the mechanism of survival during their first oceanic year. Today, salmon hatchery programs aimed at enhancement of the resources have a number of problems aside from technological issues. These problems include environmental and economic issues posed by coexistence of hatchery-raised and wild populations as target of salmon fisheries; how to maintain genetic diversities; how to avoid imbalance of the ecosystem; how to secure the economies of local salmon fishermen under fluctuating demand-supply relationships, etc (Kaeriyama, 1994, 1996), although all these issues are outside of the scope of this study.

Acknowledgements

I would like to express my sincere thanks to Professor Tsutomu Ikeda of the Graduate School of Fisheries Sciences at Hokkaido University for his encouragement during this work and his critical reading of the manuscript. I am very grateful to Professor Sei-ichi Saitoh and Professor Naonobu Shiga of Hokkaido University for their kind criticisms of the results of this study. Thanks are due to Dr. Jiro Seki and Mr. Toshihiko Saito of the Research Division of the National Salmon Resources Center (NASREC), Fisheries Research Agency, for their assistance at sea and valuable discussions of the data. I wish to thank Miss Chizuru Miyamoto of the Research Division and the engineers of the Technical Development Section at the Nemuro Branch of NASREC for their kind help at sea and during sample processing. I thank also Professor Masaaki Aota of the Sea Ice Laboratory of Hokkaido University (currently Director of the Okhotsk Sea Ice Museum of Hokkaido) for his kind advice during the study. I also wish to thank Nichiei-Electronic Co. Limited for the deployment of the CANS buoy station, the captain and the crews of the icebreaker *Teshio* of the First Regional Coast Guard Headquarters of Japan, and *Rausu Maru* of Rausu Fisheries Cooperative Organization for the kind cooperation during the implementation of field sampling. I am indebted to the Sea Ice Laboratory of Mombetsu of Hokkaido University and Abashiri Meteorological Station for making data available on sea ice available for this study. Special thanks are due to Dr. Shelley Clarke of the Imperial College Conservation Science for her polite correcting the English manuscript.

References

Alexander V., 1980: Interrelationship between the seasonal sea ice and biological regimes. *Cold Regions Sci. Technol.*, **2**, 157–178.

Alexander V. and Niebauer H. J., 1981: Oceanography of the eastern Bering Sea ice-edge zone in spring. *Limnol. Oceanogr.*, **26**, 1111–1125.

Aota M., 1979: Oceanographic conditions in the coastal area of southwestern Okhotsk Sea. Bull. Coastal Oceanogr., **17**, 1–11 (in Japanese).

Aota M., 1984: Oceanographic structure of the Soya Current. Bull. Coastal Oceanogr., **22**, 30–39 (in Japanese).

Aota M., 1986: Okhotsk Sea and sea ice. Gekkan Kaiyo, **18** (**2**), 66–74 (in Japanese).

Aota M. and Ishikawa M., 1993: Data on the variations of ice concentration in the Okhotsk Sea coast of Hokkaido. Umi to Sora, **69**, 95–108 (in Japanese).

Aota M., Ishikawa M., Murai K., and Hirata T., 1993: Variation of accumulated ice concentration off Abashiri, Okhotsk Sea coast of Hokkaido. Umi no Kenkyu, **2**, 251–260 (in Japanese).

Aota M. and Matsuyama M., 1987: Tidal current fluctuations in the Soya Current. *J. Oceanogr.*, **43**, 276–282.

Aota M. and Takizawa T., 1994: Research of Soya

Warm Current and cooperative observation between Japan and Russia-Soya Project. Symposium-Japan Sea, GekkanKaiyo, **194**, 819-823 (in Japanese).

Banse K., 1977: Determining the carbon-to-chlorophyll ratio of natural phytoplankton. *Mar. Biol.*, **41**, 199-212.

Bianchi F., Boldrin A., Cioce F., Dieckmann G., Kuosa H., Larsson A. M., Nothig E. M., Sehlstedt P. I., Scocal G., and Syvertsen E. E., 1992: Phytoplankton distribution in relation to sea ice, hydrography and nutrients in the northwestern Weddell Sea early spring 1988 during EPOS. *Polar Biol.*, **12**, 225-235.

Brzezinski M. A., 1985: The Si:C:N ratio of marine diatoms: Interspecific variability and the effect of some environmental variables. *J. Phycol.*, **21**, 347-357.

Comiso J. C., Maynard N. G., Smith Jr. W. O., and Sullivan C. W., 1990: Satellite ocean color studies of antarctic ice edges in summer and autumn. *J. Geophys. Res.*, **95 (C6)**, 9481-9496.

Dieckmann G. S. and Hellmer H. H., 2003: The importance of sea ice: an overview, in "Sea Ice, an introduction to its physics, chemistry, biology and geology" (ed. by Thomas D. N. and Dickmann G. S.), Blackwell, Oxford, pp. 1-21.

Dunbar R. B., Leventer A. R., and Mucciarone D. A., 1998: Water column sediment fluxes in the Ross Sea, Antarctica: Atmospheric and sea ice forcing. *J. Geophys. Res.*, **103 (C13)**, 30741-30759.

Fukuwaka M. and Suzuki T., 2002: Early sea mortality of mark-recaptured juvenile chum salmon in open coastal waters. *J. Fish Biol.*, **60**, 3-12.

Garrison D. L., Buck K. R., and Fryxell G. A., 1987: Algal assemblages in Antarctic pack ice in ice-edge plankton. *J. Phycol.*, **23**, 564-572.

Hamasaki K., Ikeda M., Ishikawa M., Shirasawa K., and Taguchi S., 1998: Seasonal variability of size-fractionated chlorophyll *a* in Monbetsu Harbor, Hokkaido, northern Japan. *Plankton Biol. Ecol.*, **45**, 151-158.

Hanawa K., 1996: Location of the research of the Okhotsk Sea in the research of the North Pacific Ocean. Gekkan Kaiyo, **28**, 526-533 (in Japanese).

Heard W. R., 1991: Life history of pink salmon, in "Pacific Salmon Life Histories" (ed. by Croot C. and Margolis L.), Univ. British Columbia, Vancouver, pp. 120-230.

Hokkaido, 2004: Fisheries statistics of Hokkaido in 2002 (in Japanese).

Hunt G. L. Jr and Drinkwater K. F., 2005: Ecosystem studies of sub-Arctic seas (ESSAS) science plan, GLOBEC Report No.19, viii, 60 pp.

Hunt G. L. Jr, Stabeno P., Walters G., Sinclair E., Brodeur R. D., Napp J. M., and Bond N. A., 2002: Climate change and control of the southeastern Bering Sea pelagic ecosystem. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 5821-5853.

Ikeda, T., Shiga N., and Yamaguchi A., Structure, biomass distribution and trophodynamics of the pelagic ecosystem in the Oyashio region, western subarctic Pacific. *J. Oceanogr.*, in press.

Itoh M. and Ohshima K. I., 2000: Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.

Itoh M., Ohshima K. I., and Wakatsuchi M., 2003: Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatological data. *J. Geophys. Res.*, **108 (C8)** **14**, 1-18.

Joint I. R. and Pomroy A. J., 1983: Production of picoplankton and small nanoplankton in the Celtic Sea. *Marine Biol.*, **77**, 19-27.

Kaeriyama M., 1994: Variation of fishery production of salmon in Japan. Gekkan Kaiyo, **26**, 466-470 (in Japanese).

Kaeriyama M., 1996: Reproduction of salmonid fishes and optimum releasing techniques. Gekkan Kaiyo, **28**, 589-594 (in Japanese).

Kaeriyama M., 2003: Does regime shift affect biomass dynamics and life history of salmonid fishes? Gekkan Kaiyo, **35**, 131-136 (in Japanese).

Karpenko V. I., 2003: Review of Russian marine investigations of juvenile Pacific salmon. *N. Pacif. Anadr. Fish. Comm. Bull.*, **No. 3**, 69-88.

Kirk J. T. O., 1994: Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, 509 pp.

Kobayashi T., 1968: Some observation on the natural spawning ground of chum and pink salmon in

Hokkaido. Sci. Rep. Hokkaido Salmon Hatchery, **22**, 7-13 (in Japanese).

Kobayashi T., 1987: Salmon fishery and resource enhancement. Suisanshinko, Vol.20, No. 3 (219), 36 pp (in Japanese).

Kudo S., 1996: Sea ice ecosystem-seasonal sea ice ecosystems developing in Saroma-ko lagoon in winter-. *Aquabiology*, **102**, 21-27.

Kudo I. and Matsunaga K., 1999: Environmental factors affecting the occurrence and production of the spring phytoplankton bloom in Funka Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, **55**, 505-513.

Lancelot C., Billen G., Veth C., Becquevort S., and Mathot S., 1991: Modeling carbon cycling through phytoplankton and microbes in the Scotia-Weddell Sea area during sea ice retreat. *Mar. Chemist.*, **35**, 305-324.

Maita Y., 1986: Chemistry of the Okhotsk Sea. Gekkan Kaiyo, **188**, 117-122 (in Japanese).

Maita Y. and Toya K., 1986: Characteristics on the distribution and composition of nutrients in subarctic regions. Bull. Fish. Oceanogr., **50**, 105-113 (in Japanese).

Mann K. H. and Lazier J. R. N., 1996: Vertical Structure of the Open Ocean: Biology of the mixed layer, in "Dynamics of Marine Ecosystem", Blackwell Science, 394 pp.

McMinn A., 1996: Preliminary investigation of the contribution of fast-ice algae to the spring phytoplankton bloom in Ellis Fjord, eastern Antarctica. *Polar Biol.*, **16**, 301-307.

Miyakoshi Y., Saitoh S., Matsuoka A., Takada M., Asami H., Fujiwara M., and Nagata M., 2007: Comparison of release timing of hatchery-reared juvenile chum salmon (*Oncorhynchus keta*) to spring coastal sea surface temperature during high and low survival period. *GIS/Special Analysis in Fishery and Aquatic Science*, **3**, 227-240.

Niebauer H. J. and Alexander V., 1985: Oceanographic frontal structure and biological production at an ice edge. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 367-388.

Niebauer H. J., Alexander V., and Henrichs S., 1990: Physical and biological oceanographic interaction in the spring bloom at the Bering Sea marginal ice edge zone. *J. Geophys. Res.*, **95 (C12)**, 22229-22241.

Niebauer H. J., Alexander V., and Henrichs S., 1995: A time-series study of the spring bloom at the Bering Sea ice edge, I. Physical processes, chlorophyll and nutrient chemistry. *Cont. Shelf Res.*, **15**, 1859-1877.

Nishihama U., Kurata M., and Tada M., 1989: Seasonal change of chlorophyll concentration lagoon Saroma-ko and Notoro-ko and off Abashiri. *Bull. Fish. Oceanogr.*, **53**, 52-54 (in Japanese).

Odate T., 1994: Plankton abundance and size structure in the northern North Pacific Ocean in early summer. *Fish. Oceanogr.*, **3**, 267-278.

Ohshima K. I., Mizuta G., Itoh M., Fukamachi Y., Watanabe T., Nabae Y., Suehiro K., and Wakatsuchi M., 2001: Winter oceanographic conditions in the southwestern part of the Okhotsk Sea and their relation to sea ice. *J. Oceanogr.*, **57**, 451-460.

Ohshima K. I., Wakatsuchi M., and Fukamachi Y., 2002: Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107 (C11)**, 3195-3224.

Otani K., 1986: Coastal upwelling generated by the impulsive longshore wind. Bull. Coastal Oceanogr., **23**, 155-165 (in Japanese).

Otsuki A., Watanabe M. M., and Sugahara K., 1987: Chlorophyll pigments in methanolextracts from ten axenic cultured diatoms and three green algae as determined by reverse phase HPLC with fluorometric detection. *J. Phycol.*, **23**, 406-414.

Parsons T. R., Takahashi M., and Hargrave B., 1984: Biological Oceanographic Processes, 3rd ed., Pergamon Press, Oxford, 330 pp.

Poole H. H. and Atkins M. R. G., 1929: Photoelectric measurements of submarine illumination throughout the year. *Mar. Biol.*, **16**, 297-324.

Riebesell U., Schloss L., and Smetacek V., 1991: Aggregation of algae released from melting sea ice: implications for seeding and sedimentation. *Polar Biol.*, **11**, 239-248.

Ryding K. E. and Skalski J. R., 1999: Multivariate regression relationships between ocean conditions and early marine survival of coho

salmon (*Oncorhynchus kisutch*). Can. J. Fish. Aquat. Sci., **56**, 2374-2384.

Saito H., Tsuda A., and Kasai H., 2002: Nutrient and plankton dynamics in the Oyashio region of the western subarctic Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 5463-5486.

Sakshaug E. and Skjoldal H. R., 1989: Life at the ice edge. *AMBIO*, **18**, 60-67.

Sakurai Y., Kiyofuji H., Saitoh S., Goto T., and Hiyama Y., 2000: Changes in inferred spawning areas of *Todarodes pacificus* (Cephalopoda: Ommastrephidae) due to changing environmental conditions. *ICES J. Mar. Sci.*, **57**, 24-30.

Sathyendranath S and Platt T., 1988: The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: a model for applications in oceanography and remote sensing. *J. Geophys. Res.*, **93**, 9270-9280.

Schandelmeier L. and Alexander V., 1981: An analysis of the influence of ice on spring phytoplankton population structure in the southeast Bering Sea. *Limnol. Oceanogr.*, **26**, 935-943.

Schloss I. and Estrada M., 1994: Phytoplankton composition in the Weddell-Scotia Confluence area during austral spring in relation to hydrography. *Polar Biol.*, **14**, 77-90.

Seiler D. and Brandt A., 1997: Seasonal occurrence of planktonic Cristacea in sediment trap samples at three depth horizons in the Greenland Sea. *Polar. Biol.*, **17**, 337-349.

Seki J. and Shimizu I., 1997: Distribution of zooplankton communities during spring to early summer in the Pacific coastal waters near Hiroo, Hokkaido. *Bull. Plankton Soc. Japan*, **44**, 21-30.

Seki J., Shimizu I., Ueno Y., Kawasaki H., and Kono T., 1995: Composition and distribution of zooplankton in the south Okhotsk Sea and western North Pacific Ocean off the Kuril Islands in October and November, 1993. Report on the 1993 R/V Kaiyo-maru Juvenile Salmon Research, Salmon Rep. Ser., **40**, 45-56 (in Japanese).

Shimizu I., 1998: Fishery resource and water environment, in "Water environment and water resource in the snowfall and cold regions" (ed. by Tachibana H.), Shinzansha-Scitec, Tokyo. pp. 311-322 (in Japanese).

Shimizu I. and Aota M., 2000: Does sea ice bring high biological production in early spring? 15th Intern. Symp. Okhotsk Sea and sea ice, OSCORA, **15**, 273-277.

Shimizu I., Aota M., and Saitoh S., 2001: The scale of a primary production caused by the change in the period of retreat and the area of sea ice. 16th Intern. Symp. Okhotsk Sea and sea ice, OSCORA, **16**, 174-180.

Shimizu I., Saito T., and Seki J., 2007: Influence of sea ice on spring phytoplankton and foraging period of juvenile salmon in Nemuro Strait. *N. Pac. Anadr. Fish Comm. Tech. Rep.*, **7**, 101-104.

Shimizu I., Seki J., Ueno Y., Kawasaki H., and Kono T., 1995: Distribution of nutrients and chlorophyll a in the Okhotsk Sea and the Pacific Ocean off the Kuril Islands during the feeding migration of juvenile salmon. Report on the 1993 R/V Kaiyo-maru Juvenile Salmon Research, Salmon Rep. Ser., **40**, 30-44 (in Japanese).

Shimizu I., Seki J., Mayama H., and Urawa S., 1989: Oceanic structure of the coastal area off Yubetsu in the Okhotsk Sea in spring, in "Abstract of 1989 Spring Conference Oceanogr. Soc. Japan", pp. 5-6 (in Japanese).

Shiomoto A. and Hashimoto S., 1999: Relationship between chlorophyll *a* and nutrients in Suruga Bay, central Japan May 1996. Bull. Fish. Oceanogr., **63**, 1-7 (in Japanese).

Shiomoto A., Tanaka H., Seki J., Shimizu I., and Shibuya Y., 1998: Chlorophyll-a concentration in the southern Okhotsk Sea in late autumn: a comparison between 1993 and 1996. *Plankton Biol. Ecol.*, **45**, 139-149.

Smith W. O. and Nelson D. M., 1985: Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea: Spatial coherence with the density field. *Science*, **227**, 163-166.

Smith Jr. W. O. and Nelson D. M., 1986: Importance of ice edge phytoplankton production in the Southern Ocean. *BioScience*, **36**, 251-257.

Stabeno P. J., Schumacher J. D., Davis R. F., and Napp J. M., 1998: Under-ice observations of water column temperature, salinity and spring phytoplankton dynamics: Eastern Bering Sea

shelf, 1998. *J. Mar. Res.*, **56**, 239–255.

Sudo H., 1974: Polynomials for computing potential temperature, density, specific volume and pressure of sea water. *Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab.*, **77**, 113–131.

Sverdrup H. U., 1953: On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *J. du Conseil*, **18**, 287–295.

Taguchi S., 1993: Production and vertical flux of ice algae. Bull. Coastal Oceanogr., **31**, 3–16 (in Japasese).

Takahashi M., Furuya K., and Ishimaru T., 1996: Biological Oceanographic Processes, 3rd ed., Vol. 2, Tokai Univ. Press, 90 pp (in Japanese).

Ueno Y. and Ishida Y., 1996: Summer distribution and migration routes of juvenile chum salmon (*Oncorhynchus keta*) originating from river in Japan. Bull. Nat. Res. Inst. Far Seas Fish., **33**, 139–147.

Ueno Y., Seki J., Shimizu I., Urawa S., Kaeriyama M., and Kojima Y., 1995: The origins of chum salmon juveniles distributed in the Sea of Okhotsk and Pacific coasts off the Kuril Islands. Report on the 1993 R/V Kaiyo-maru Juvenile Salmon Research, Salmon Rep. Ser., **40**, 65–87 (in Japanese).

Urawa S., 2000: Estimation of migration routes of Japanese salmon by genetic characterization and further research on resource variation. Nat. Salmon Resources Center Newsletter, **5**, 3–9 (in Japanese).

Veth C., Lancelot C., and Ober S., 1992: On process determining the vertical stability of surface waters in the marginal ice zone of the north-western Weddell Sea and their relationship with phytoplankton bloom development. *Polar Biol.*, **12**, 237–243.

Wassman P., Reigstad M., Haug T., Rudels B., Carroll M. L., Hop H., Gabrielsen G. W., Falk-Petersen S., Denisenko S. VG., Arashkevich E., Slagstad D., and Pavlova O., 2006: Food webs and carbon flux in the Barents Sea. *Prog. Oceanogr.*, **71**, 232–287.

Watanabe T., 1989: Environmental characteristics in the Northern Hokkaido. Bull. Fish. Oceanogr., **53**, 47–52 (in Japanese).

Willette T. M., Cooney R. T., and Hyer K., 1999: Predator foraging mode shifts affecting mortality of juvenile fishes during the subarctic spring bloom. *Can. J. Fish Aquat. Sci.*, **56**, 364–376.

Yatsu A. and Kaeriyama M., 2005: Linkages between coastal and open-ocean habitat and dynamics of Japanese stocks of chum salmon and Japanese sardine. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 727–737.

水研センター研報，第27号，95－189，平成21年
Bull. Fish. Res. Agen. No. 27, 95-189, 2009

気候変化に対するスルメイカの日本海での分布回遊と資源量変動に関する研究[*1]

木所　英昭[*2]

Impact of climatic changes on the distribution, migration pattern and stock abundance of the Japanese common squid, *Todarodes pacificus* in the Sea of Japan

Hideaki KIDOKORO

Abstract：Japanese common squid (*Todarodes pacificus*) is one of the most important fisheries resources in Japan and South Korea. In recent years, the total annual landing of Japan and South Korea has been about 500,000 tons. Since 1998, the stock of Japanese common squid has been managed in Japan by Total Allowable Catch (TAC) quota system.

The annual landings of Japanese common squid have varied with oceanographic conditions in decadal or inter decadal cycles, therefore, it was pointed out that the stock size of Japanese common squid may be influenced by climatic regime shifts (CRS) which are the abrupt changes in oceanographic conditions with decadal or inter-decadal cycles. The latest CRS was considered to have happened between 1988 and 1989 (88/89CRS). Sea surface temperature in the northwestern Pacific was basically lower tendency before 88/89CRS (colder regime), but it turned to warmer tendency after 88/89CRS (warmer regime).

Considering the influence of oceanographic conditions on the variability of the stock size of Japanese common squid, it needs not only regulation by the fishing mortality for the proper management of this stock but also the understanding of the influence of CRS on the trend of this stock size.

In this study, for a better understanding of the influence of CRS on the trend of this stock size, the following subjects were examined, 1) Clarification of the stock structure in the Sea of Japan, 2) Changes in the distribution and migration pattern that coincided with CRS, 3) Variability in the stock size and sustainable production with CRS, and a hypothesis on the processes regulating the stock fluctuation with CRS is discussed.

1) Stock structure of Japanese common squid in the Sea of Japan

In order to clarify the stock structure of Japanese common squid in the Sea of Japan, specimens were caught in three areas: offshore area (offshore cohort), inshore area (inshore cohort) and off northern Hokkaido (northern cohort) were examined using statolith microstructure analysis. Furthermore, the spawning migration patterns of these three cohorts were examined based on tagging experiments conducted in June and July 1994-2006.

The average mantle length of offshore cohort was 222.5 mm, inshore cohort was 197.8 mm, and northern Hokkaido cohort was 174.2 mm. No significant differences between estimated average ages of offshore and inshore cohorts (about 210-260 days) were found, and they were estimated to hatch during mainly October and November. However, the

2008年12月22日受理（Received on December 22, 2008）
[*1] 北海道大学審査学位論文（掲載するに際し，投稿規定に沿って一部修正した）
[*2] 日本海区水産研究所　〒951-8121　新潟市中央区水道町１丁目5939-22（Japan Sea National Fisheries Research Institute, Suidocho, Niigata 951-8121, Japan）

daily growth rate (mm/day) of the offshore cohort was significantly higher than that of the inshore cohort. The estimated age of the northern cohort was about 180–220 days and estimated to hatch mainly in December which was approximately one month later than those of the offshore and the inshore cohorts.

Most recapture records reported during July and September were obtained in the same areas where they were released. In October, while recapture records of the offshore cohort and the inshore cohort were obtained in the spawning area (northern part of the East China Sea and southwestern part of the Sea of Japan), recaptures of the northern cohort were obtained in the offshore area.

Based on the differences in hatch date distribution and migration pattern, the autumn spawning stock could be divided into the three sub-stocks.

2) Changes in the distribution and migration pattern in relation to CRS

Changes in the distribution pattern of Japanese common squid with CRS were examined by comparing the distribution maps of CPUE of the results of experimental jigging surveys conducted in June and July 1979–2007. Changes in the migration pattern between before 88/89CRS and after 88/89CRS were examined based on the tagging experiments conducted in the offshore area of the Sea of Japan in 1984 and 1987–1991.

Since the 88/89CRS, a clear increase of CPUE has been detected off northern Hokkaido. This means that the northern cohort increased drastically after 88/89CRS. Significant differences were detected between before 88/89CRS and after 88/89CRS in the stock index of mantle length less than 21 cm composed mainly of the inshore and northern cohorts. However, no significant difference was obtained between before 88/89CRS and after 88/89CRS in the stock index of mantle length larger than 21 cm composed mainly of the offshore cohort.

The direction of spawning migration in the offshore area was southward before 88/89CRS: that is, from the central part of the Sea of Japan to the inshore area of middle and western Honshu, however it changed into southwest-ward after 88/89CRS: that is, from the central part of the Sea of Japan to the east off the Korean Peninsula. Although the spawning migration started in mid-September before 88/89CRS, it was delayed to October after 88/89CRS. These changes in spawning migration pattern were consistent with the shift of spawning ground which was observed by a shift in the larval distribution.

3) Variability in the stock size and sustainable production with CRS

The stock size of the Japanese common squid was estimated by a stock index which is the average CPUE of experimental jigging survey by research vessels in June ? July and assumed catchability parameter. Stock size was quantified by supposing that the stock index is proportional to the stock size. Variation in the maximum sustainable production with the CRS was examined by comparing the spawner-recruit relationships estimated before 88/89CRS (colder regime) and after 88/89CRS (warmer regime).

The number of stock individuals was estimated to be about 2 billion individuals (500 thousand tons) in the colder regime. It increased in the warmer regime, and reached about 7 billion individuals (2000 thousand tons) in the beginning of the 2000s. Exploitation rate was 30 %–40 % in the 1980s, it decreased to 20 %–30 % in the 1990s and was less than 20 % in the beginning of the 2000s. The maximum sustainable production estimated in each regime by spawner-recruit relationship was 170 thousand tons in the colder regime and 380 thousand tons in the warmer regime.

4) Conclusions

Stock size of Japanese common squid has increased after 88/89CRS, in particular, the northern Hokkaido cohort. Moreover, not only the stock size but also the hatch date compo-

sition, migration route and spawning grounds of Japanese common squid have also changed with CRS. These changes in ecological properties are considered to play important roles in the changing stock size of Japanese common squid.

We can predict the trend in stock size of Japanese common squid by observing these changes in ecological properties mentioned above, and this can be used to implement appropriate management strategy plans. However, we should be aware that the average yield may doubled or be reduced to half depending on CRS events even if appropriate fishing mortality management strategies are adopted for this stock.

Key Words：Ommastrephid, Regime Shift, Stock management, *Todarodes pacificus*

目　次

緒　言
第1章　日本海におけるスルメイカの資源構造
　試料と方法
　　1．発生時期および成長
　　2．分布域と回遊経路
　結　果
　　1．発生時期および成長
　　2．分布域と回遊経路
　考　察
第2章　資源構造および分布回遊の変化
　試料と方法
　　1．分布・資源構造の変化
　　2．回遊経路の変化
　結　果
　　1．分布・資源構造の変化
　　2．回遊経路の変化
　考　察
　　1．分布・資源構造の変化
　　2．回遊経路の変化
第3章　資源量と持続生産量の変化
　試料と方法
　結　果
　考　察
第4章　総合考察
要　旨
謝　辞
文　献
補足資料

緒　言

スルメイカ *Todarodes pacificus* は，アカイカ科 *Ommastrephidae* に属し，主に北西太平洋に分布する。寿命は約1年であり，生活史の最後に産卵して死亡する。スルメイカの産卵期は周年にわたるが，秋から冬が主産卵期である。生まれた季節によって分布回遊が異なり，秋に生まれた群は主に日本海に分布・回遊し，漁獲されるのに対し，冬に生まれた群は主に太平洋に分布・回遊し，漁獲される（FIg. 1，新谷，1967；Okutani，1983）。

スルメイカは日本および韓国の重要な漁業資源であり，近年の両国の漁獲量は年間約50万トンである（FIg. 2）。日本では1998年以降，許容漁獲量（TAC）によるスルメイカの資源管理が行われている。日本における TAC は，生物学的許容漁獲量（ABC）を基礎として，社会的，経済的要因を加味して決定される。そのため，TAC の基礎となる ABC を算定するために必要な過去の推定資源量と，ABC 対象年の資源量の予測技術の精度向上が早急に求められている。

TAC をはじめとする資源管理では，基本的に，漁獲制御によって今後の資源量を適正水準に維持し，漁獲量を高い水準で安定的に得ることが目標となる。しかし，スルメイカの漁獲量は，これまで中長期的に大きく変化してきた。1960年代は50万トン前後の水準であったが，1970～1980年代には太平洋側を中心に大きく減少し，1980年代半ばには20万トン前後の水準となった（FIg. 1）。その後，1980年代後半以降に増加に転じ，1990年代には1960年代と同水準に回復した。

漁獲量が減少した1970～1980年代では，スルメイカの漁獲量が減少した主要因は，過剰な漁獲による資源量の減少と解析され，資源量の回復には大幅な漁獲努力量の削減（40～50％に削減）が必要と提言された（七井，川上，1979；長谷川，1985；安達，1988；Murata，1989）。しかし，韓国では1980年代以降も漁獲努力量が増大した（崔，1997）にもかかわらず，1980年代後半以降にスルメイカの漁獲量は増加し，1990年代には高水準に達した。スルメイカの漁獲量が高水準に回復すると，スルメイカの資源量は漁獲によ

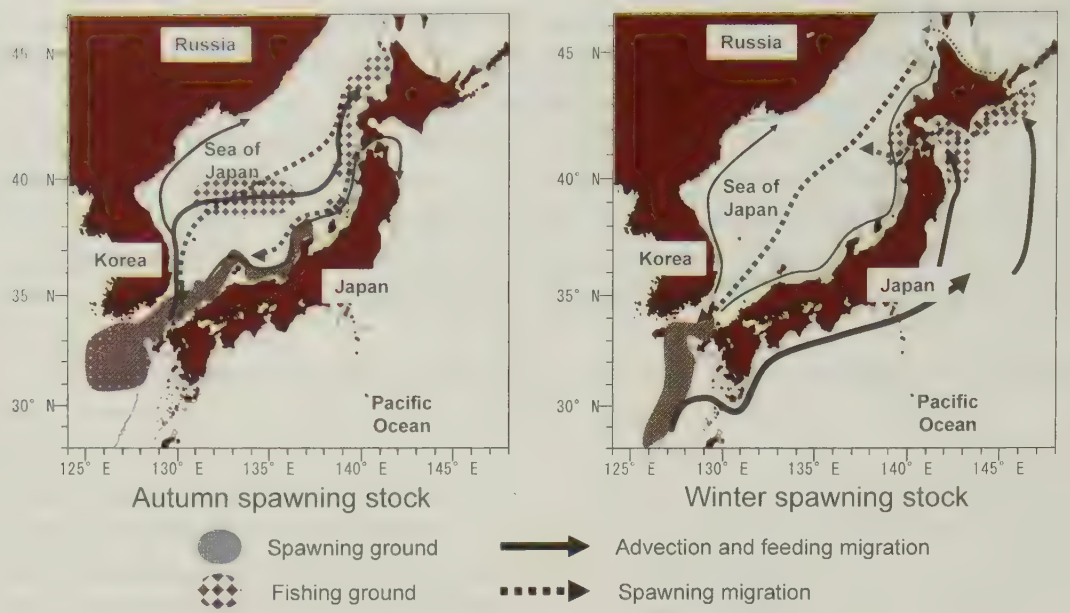


Fig. 1. Schematic diagram of the distribution range and migration route of the autumn and winter spawning stocks of Japanese common squid, *Todarodes pacificus*.

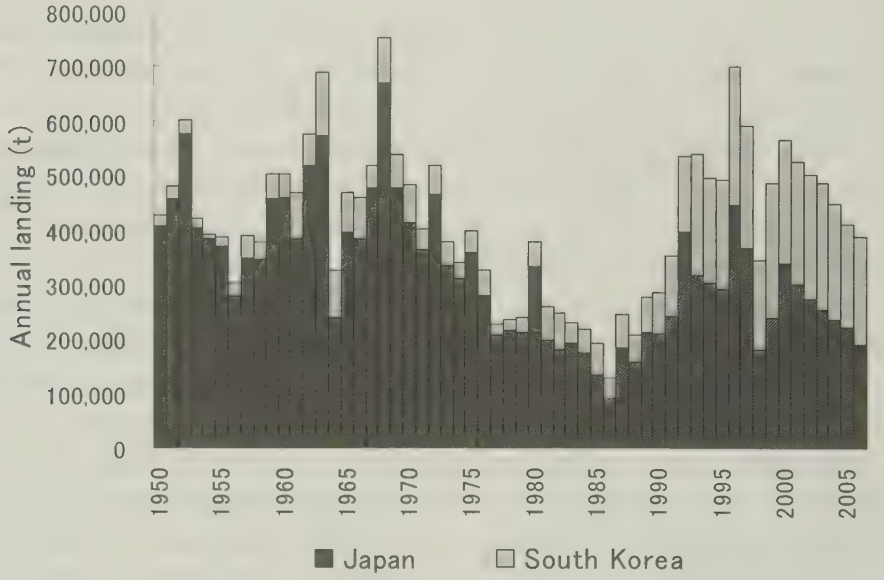


Fig. 2. Annual landings of Japanese common squid by Japanese and South Korean fisheries.

る影響よりもむしろ海洋環境の影響，特に中長期的な海洋環境の変化が大きく影響すると考えられるようになった（桜井，1998）。

海洋環境は，地球規模で起きる20年～50年周期の気候の中長期的変化（Climatic regime shift: 以下，CRSとする）とともに，寒冷期と温暖期を繰り返す（Minobe, 1997；Beamish *et al.*, 2000）。過去30年間では，1976年と1977年を境に起きたCRS（以下，76/77CRSと略する）によって北西太平洋は寒冷期となり，1988年と1989年を境に起きたCRS（以下，88/89CRSと略する）によって温暖期に移行した（Minobe, 1997；Hare and Mantua, 2000）。これらの海洋環境の変化と，スルメイカの漁獲量の変化がほぼ同時であったことから，スルメイカの資源量の変化にはCRSによる海洋環境

の変化が影響することが指摘された（桜井，1998；Sakurai *et al.*, 2000；木所ら，2003）。基本的に，温暖期ではスルメイカの再生産にとって好適であり，資源が増加するが，寒冷期ではスルメイカの再生産にとって不適であり，資源が減少する傾向がある（桜井，1998；木所ら，2003）。

日本周辺海域におけるCRSによる漁業資源への影響は，特にマイワシ *Sardinops melanostictus* で顕著に見られる。マイワシの資源量は，76/77CRS以降，大発生的に増加し，1980年代は日本のマイワシの漁獲量が年間400万トンを超えた。しかし，88/89CRS以降には，加入量が急速に減少し（Watanabe *et al.*, 1995；Noto and Yasuda, 1999），2002年～2004年のマイワシの漁獲量は年間5万トン前後に低下した。マイワシの資源量は，寒冷期に増加し，温暖期に減少しており，マイワシとスルメイカでは反対の変化を示している。なお，CRSによる資源変動はマイワシのような小型浮魚類ばかりでなく，サケ類（Beamish *et al.*, 2000；帰山，2007），底魚類（Tian *et al.*, 2006；二平，2007）でも報告されている。そのため，近年では，CRSによる影響は，個々の魚種の資源変動への影響ばかりでなく，生態系全体への影響として注目されている（Beaugrand, 2004；Tian *et al.*, 2006；Zhang *et al.*, 2006；Sakurai, 2007）。

CRSによる生物への影響は，資源量ばかりでなく，分布回遊，産卵場および成長成熟様式等の生態的特性にも及ぶ。日本周辺域に広く分布する小型浮魚類であるマイワシやカタクチイワシ *Engraulis japonicus* では資源水準の変化と同時に，主産卵期や産卵場，および分布回遊範囲をはじめとする生活史特性が大きく変化した（和田，1988；黒田，1991；Watanabe *et al.*, 1996；Zenitani *et al.*, 2000；渡邊，高橋，2007）。さらに，CRSによる海洋環境の変化が，産卵場形成等の生態的特性を通じて資源量変動を引き起こす要因になったと推察されている（Takasuka *et al.*, 2007）。このように，CRSが与える生態的特性の変化を明らかにすることは，CRSによる資源変動機構を明らかにする上での重要な要素の一つになっている。

一般に，資源管理では，最適な漁獲制御によって資源量水準を安定的に良好な水準に保ち，漁獲量を高水準で安定的に得ることが目標となる（Quinn and Deriso 1999）。しかし，漁業資源の変動要因として，漁業による影響に加えて，CRSによる海洋環境の影響が指摘されると，漁業資源の的確な管理には漁獲制御に加え，海洋環境の影響も含めた資源管理方策の検討が必要となった（Walters and Parma, 1996；Yatsu *et al.*, 2005；谷津，2005；川崎，2007）。そのためには，CRSの早期把握と予測手法の開発，およびCRSによる資源量水準および再生産力の変化の定量的な把握が重要である。しかし，現在のCRSの検出方法は，主に時系列データの解析によって行われる（Beamish *et al.*, 2000；Mantua, 2004）ため，CRSが起きてから数年間のデータ蓄積が必要であり，CRSの判断には時間遅れが生じる。また，CRSを生じさせる機構も明らかでなく，いつ起きるかの予測もほとんど出来ない（Mantua, 2004）。そこで，時系列データの解析以外とは別に，CRSによる生態的特性の変化を把握し，CRSを判断することによって，今後の資源動向を予測し，資源管理方策に応用することが有用と考える。

スルメイカの資源変動に与えるCRSの影響に関する研究は，これまで，主に産卵生態や初期生活史に注目して行われてきた（Sakurai *et al.*, 2000；Goto, 2002；山本，2002；森，2006）。その結果，スルメイカでも資源水準の変化とともに産卵場が拡大，縮小したことが明らかとなり（笠原，1987；Goto, 2002；森，2006），CRSにともなう産卵場形成や孵化幼生の生残率の変化が，スルメイカの資源量変動を引き起こす主要因と考えられている（桜井1998；Sakurai *et al.*, 2000；木所ら2003；桜井ら2005；森，2006）。しかし，初期生活史以外の生態，例えば，漁獲加入後の分布状況や資源構造，および漁業への影響に関する研究は少なく，太平洋側では1970年代以降に資源量が大きく減少し，それとともに資源構造や分布回遊が大きく変化したことが報告されているものの（Nakata, 1993），日本海では分布域や資源構造の変化はほとんど報告されていない。したがって，マイワシで推察されている産卵場の変化と，分布域および資源量の拡大との関連（Watanabe *et al.*, 1996）がスルメイカでは明らかでない。

本研究では，スルメイカの資源構造，分布回遊，および再生産力がCRSに対してどのように応答するかを明らかにし，CRSによるスルメイカの資源変動特性を明らかにすること，および，資源変動特性を用いた適切な資源利用および管理方策を検討することを目的とした。そのため本研究では，特に日本海に分布するスルメイカを対象として，過去約30年間に実施された調査船調査結果を用いて，88/89CRSによって資源が回復した1980年代から1990年代の生態的特性，および資源構造の変化に注目して検討した。

なお，スルメイカの資源構造は，これまで季節別発生群が想定されてきた（新谷，1967）が，資源管理単位としての具体的な区分基準は曖昧であった。そのため，資源評価および資源管理の単位（系群，Stock）として用いる場合，具体的な区分方法に関する問題が

指摘されてきた（安達，1988；中田，1994）。現在，水産庁が推進している資源評価調査では，季節別発生群の考えをもとに秋季発生系群と冬季発生系群に区分して資源評価が行われているが，この系群区分における分布回遊と発生時期の隔離状況は検証されておらず，資源評価単位としての妥当性は十分に検討されているとは言い難い（森，2006）。特に日本海では，太平洋からの移入群も含め，複数の季節別発生群が分布回遊しており，資源構造が複雑である。そこで，CRSによる資源管理方策および資源構造の変化を明らかにする前に，日本海を中心にスルメイカの資源構造の再整理を行なった。

本論文の構成として，ます第1章において，日本海各海域に分布するスルメイカの発生時期を推定するとともに標識放流調査結果を用いて，スルメイカの資源構造について検討した。第2章では，CRSに対するスルメイカの応答として，資源が低水準であった1980年代から高水準になった1990年代以降の分布状況，および系群構造の変化を調べた。また，産卵場形成と深く関係すると考える産卵回遊経路の変化も調べた。第3章では，資源量を定量的に推定することで，CRSによる資源水準および持続生産量の定量的な変化を検討した。そして，第4章の総合考察で，以上で得られたCRSにともなう資源変動特性を整理するとともに，CRSに応じたスルメイカの的確な資源利用および資源管理方策への提言を行った。

第1章　日本海におけるスルメイカの資源構造

添田（1950）は，主漁場の季節的変化や標識放流調査結果をもとに，スルメイカは日本沿岸を大回遊する一つの群で構成されると報告した。しかし，その後，日本沿岸を回遊する群に加え，日本海沖合には沿岸よりも発生時期が早く，魚体が大型の群が存在することが報告された（伊東ら，1965；浜部，清水，1966）。また，日本海沿岸には量的には少ないものの，春～夏季に成熟する群も含まれることが報告された（加藤，1959；1960；浜部，清水，1966）。このように，スルメイカには分布・回遊が異なる複数の群が存在し，それぞれ発生時期が異なることから，新谷（1967）は，スルメイカの群構造を次のように区分して整理した。すなわち，太平洋沿岸および北海道周辺海域を主漁場として沿岸を大回遊する群を冬生まれ群，主に日本海の沖合域に分布して漁獲対象となる群を秋生まれ群，主に沿岸に分布して春～夏に成熟する群を夏生まれ群とした。現在ではこの季節別発生群による群区分がスルメイカの一般的な群構造に用いられている（Okutani, 1983；Murata, 1989）。しかし，新谷（1967）による季節別発生群の区分は，発生時期の推定が困難であったことから，各群の発生時期の範囲が明確でなく（新谷，石井，1972），さらに研究者によって区分基準となる発生時期の範囲が異なる問題点も指摘された（中田，1994）。

資源評価および資源管理の単位となる系群（Stock）では，漁獲量を集計するとともに，資源量を推定する必要があり，定量的な区分方法が必要となる。しかし，新谷（1967）による季節別発生群の区分は，定量的な漁獲量の区分方法が不明瞭であった。したがって，日本海では沿岸で漁獲されたスルメイカを冬生まれ群，沖合で漁獲されたスルメイカを秋生まれ群に便宜的に区分して資源評価がなされてきた（Okutani 1977；Murata, 1989）。沿岸と沖合で系群区分する方法の問題点は，安達（1988）によって指摘されるとともに，新たに系群区分として，漁獲物の外套背長組成による区分方法が提案された。しかし，各漁獲時期において，どの外套背長を基準に各系群を区分するかは不明なため，系群区分の明確な基準は確立されなかった。

1990年代に入り，スルメイカの平衡石の微細構造の形成に日周性があることが確認され（Nakamura and Sakurai, 1991），平衡石の微細構造（日周輪）を用いた日齢査定手法が急速に普及した。その結果，これまでの外套背長，成熟度から推定した孵化時期と実際の発生時期では違いが見られること，同じ秋生まれ群と判断された個体でも海域によって推定孵化日が異なる場合もあることが指摘されるようになった（Nakamura and Sakurai, 1993；坂口，中田，2006）。このように，平衡石を用いた日齢査定法によって，これまでの季節別発生群の区分基準において不明瞭であった発生時期の範囲を，具体的に提供することが可能と期待されている（魚住，1993）。

本章では，平衡石による日齢査定手法を用いて日本海各海域で従来の区分では異なる系群として区分されるスルメイカ（秋生まれ群：沖合，冬生まれ群：沿岸および道北）の発生時期を推定した。加えて，標識放流調査の再捕結果を用いて各海域に分布するスルメイカの主要な漁獲時期および移動状況を調べた。以上の結果をもとに日本海におけるスルメイカの主要な孵化時期を再検討するとともに，これまでの資源解析で用いられてきた系群区分方法，および現在資源評価調査で用いられている系群区分方法の検証を行った。

試料と方法

1．発生時期および成長

採集海域 1993～1996年の6月下旬から7月上旬に，沖合，沿岸および道北で採集したスルメイカを試料に用いた（FIg. 3, Table 1)。これらは，調査船鳥海丸（452 t）の自動イカ釣機で採集した後，採集後すみやかに冷凍保存した。試料は調査航海終了後に陸上で解凍し，外套背長（mm)，体重（g)，雌雄の各生殖腺重量（0.1 g）を測定した後，頭部を切開し，平衡石を取り出した。取り出した平衡石は，アルコールで洗浄した後，乾燥状態で保存した。

測定した体重と生殖腺重量を用いて生殖腺重量指数を算出し，成熟状況の指標に用いた。生殖腺重量指数は，雄では精巣重量量指数（TSI）＝精巣重量／体重（%)，雌では生殖腺重量指数（GSI）＝（卵巣重量＋輸卵管重量）／体重（%）を指標値として用いた。

日齢と孵化日 日齢は平衡石の微細構造を用いた日

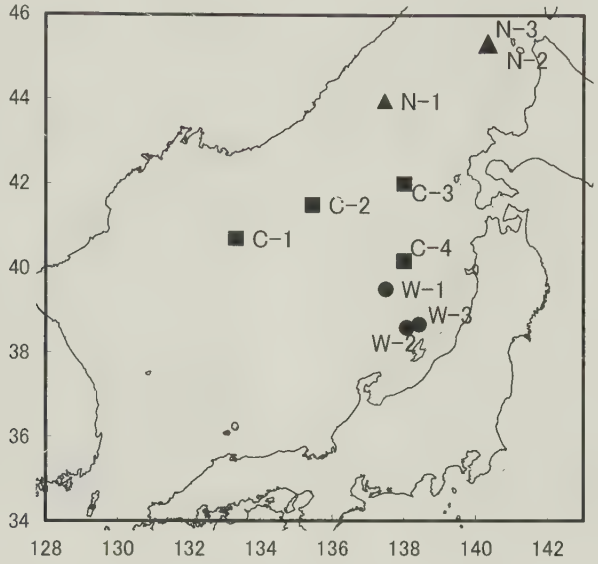


Fig. 3. Location of stations where specimens were collected for the statolith microstructure analysis. W-1 to W-3 are stations in the inshore area, C-1 to C-4 are station in the offshore area and N-1 to N-3 are stations in the northern Hokkaido area.

Table 1. Dates and locations of stations where the specimens were collected for the statolith microstructure analysis

Area	Station	Date	Number of Catch	Number of specimens Male	Female	Total
Offshore	C-1	03-Jul-94	2886	11	9	20
	C-2	07-Jul-94	1479	6	9	15
	C-3	09-Jul-95	6181	11	11	22
	C-4	09-Jul-96	1784	17	16	33
Inshore	W-1	28-Jun-94	712	15	11	26
	W-2	30-Jun-94	2780	15	17	32
	W-3	21-Jun-96	1848	10	14	24
Northern Hokkaido	N-1	04-Jul-93	5808	8	16	24
	N-2	04-Jul-95	6058	14	21	35
	N-3	04-Jul-96	23101	14	19	33

齢査定手法で推定した。日齢査定は，平衡石の凸面を上にエポキシ系の接着剤（2液混合型）でスライドグラス上に固定し，平衡石の凸面を耐水紙ヤスリで研磨した。平衡石の研磨は表面の微細構造を顕微鏡で観察しながら，核から長軸方向の日周輪がよく観察できるまで行った。顕微鏡観察は，接眼レンズ10倍，対物レンズ100倍の装置（オリンパス社 BX-50）で，CCD カメラより画像を15インチのテレビモニターに映して行った。ただし，平衡石の縁辺部の日周輪は，研磨が困難であり，日周輪も不鮮明であり判読不可能な場合が多かった。そのため，縁辺付近の日周輪は近縁部の輪紋間隔を外挿して計数した。輪紋の計数はオリンパス社製ビデオミクロメーター（VM-30）を用い，1検体に対して4回行い，最小値と最大値を除いた値の平均を計数値として扱った。各採集調査点で採集した個体のうち，日齢の査定結果を試みた個体数は Table 1 の通りであった。以上の手法で推定した日齢と採集月日より孵化日を推定し，採集海域による違いを調べた。

成長率および日齢と成熟の関係　日齢と外套背長より日間成長率（外套背長／日齢）を求め，各海域における成長および成熟と日齢の関係を調べるとともに，海域による違いを検討した。成長は，外套背長を日齢で割って1日あたりの成長率を求めて指標とした。また，日齢と生殖腺重量指数の関係を，散布図で調べるとともに海域間の違いを検討した。

海域間の比較　各海域で採集した個体の平均外套背長，ふ化後の日数の平均値および日間成長率の平均値を一元配置の分散分析によって検定し，海域間の違いを調べた。分散分析によって有意差が認められた場合は，3海域間の対比較を *t*-test によって行い，Bonferroni 法によって有意水準を補正して検定した。

2．分布域と回遊経路

1992～2005年の6月下旬から7月上旬に，日本海沖合，沿岸及び道北沿岸で行った標識放流調査（FIg. 4）の再捕結果を用いた。標識放流調査は，調査船鳥海丸（452 t）によってスルメイカの採集数の多かった調査点で実施され，1調査点あたり339個体から9,600個体のスルメイカが放流された（Table 2）。標識はアンカー型タグを用い，自動イカ釣りで採集後速やかに標識を取り付けて放流した。

再捕結果の整理は，標識放流を行った海域（沖合，沿岸，道北）ごとに，月別の再捕結果を整理した。再捕結果の整理は，再捕報告のあった位置を緯度経度1度のグリッドに分けて再捕数を月別に集計し，海域毎の移動状況，交流状況および漁業による利用状況を調べ，資源評価および管理単位としての独立性を検討した。なお，再捕報告は年による区分を行わず，調査を行った期間に得られた結果をプールして整理した。

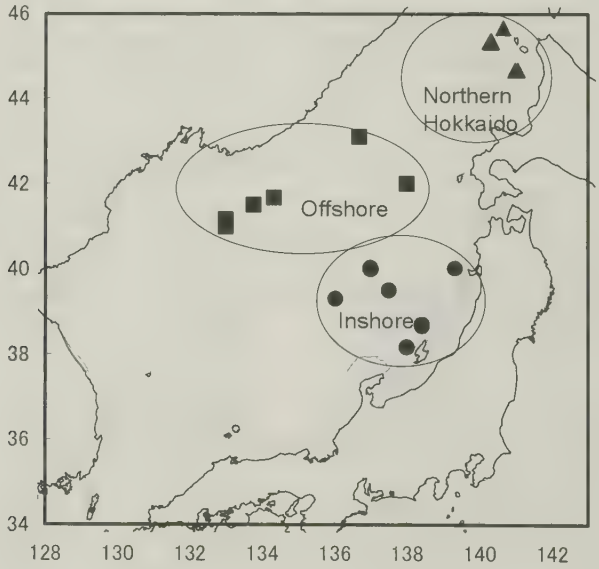


Fig. 4. Location of stations where the tagged squids were released. In this figure, symbols are represent the stations in (●) inshore area, (■) offshore area and (▲) northern Hokkaido area.

Table 2. Number of squid released, dates and locations of stations where the tagging experiments were conducted

Area	Station	Date	Latitude N°		Longitude E°		Number of release
Offshore	A-1	09-Jul-92	43	6	136	41	1000
Offshore	A-2	14-Jul-92	41	30	133	46	1000
Offshore	A-3	10-Jul-93	41	30	133	46	1300
Offshore	A-4	28-Jun-97	41	10	133	0	3280
Offshore	A-5	29-Jun-97	41	40	134	20	4295
Offshore	A-6	10-Jul-98	42	0	138	0	1361
Offshore	A-7	25-Jun-05	40	59	133	0	9600
Offshore total			0	0	0	0	21836
Inshore	B-1	02-Jul-92	39	30	137	30	495
Inshore	B-2	29-Jun-94	39	18	136	2	399
Inshore	B-3	23-Jun-95	38	40	138	25	942
Inshore	B-4	24-Jun-95	40	0	137	0	339
Inshore	B-5	24-Jun-97	38	42	138	25	1039
Inshore	B-6	13-Jul-97	38	10	138	0	4180
Inshore	B-7	23-Jun-99	40	2	137	0	2000
Inshore	B-8	23-Jun-01	39	60	137	0	3000
Inshore	B-9	08-Jul-03	40	1	139	20	3000
Inshore total							15394
Northern	C-1	04-Jul-96	45	20	140	20	8340
Northern	C-2	06-Jul-99	45	22	140	20	3000
Northern	C-3	03-Jul-00	44	40	141	4	1500
Northern	C-4	04-Jul-00	45	21	140	17	4300
Northern	C-5	07-Jul-01	45	20	140	21	3000
Northern	C-6	02-Jul-02	45	40	140	40	9000
Northern	C-7	04-Jul-04	44	40	140	59	2700
Northern Hokkaido total			0	0	0	0	31840

結　果

1．発生時期および成長

採集海域と試料　試料のスルメイカを採集した沖合および沿岸は，表面水温がそれぞれ16～18℃および20℃前後であり，大きな差はなかった（FIg. 5）。しかし，水深50 m の水温は日本海沖合域では 2 ～ 5 ℃であるのに対し，沿岸では15℃前後であり，10℃以上異なっていた（FIg. 5）。基本的に，沖合は亜寒帯水域，沿岸は対馬暖流域に分類される（長沼, 2000）。また，道北の表面水温は14℃前後であり，沖合よりも低いが，水深50 m の水温は 5 ～10℃であり，沖合よりも高かった（FIg. 5）。

試料に用いた個体の外套背長は FIg. 6に示した。沖合では主に200～250 mm，平均222.5 mm，沿岸では沖合よりも小さく，主に180～220 mm，平均197.8 mm であった。道北ではさらに小さく，主に160～190 mm，平均174.2 mm であった。海域間の平均外套背長には有意な差（$p<0.001$）が認められ，各3海域間のとも平均外套背長が有意に異なっていた（$p<0.001$）。

試料に用いた雄の TSI（精巣重量／体重（%））は，沖合では210 mm 以上より0.5 % を超える個体が多くなり，230 mm 以上では成熟の目安の一つとなる2.0 %（池田ら1991a）を超える個体が多くなった（FIg. 7）。沿岸では，沖合よりも小さい外套背長190 mm 以上で TSI が0.5 % を超える個体が多くなり，200 mm 以上では TSI が2.0 % を超える個体が多くなった（FIg. 7）。

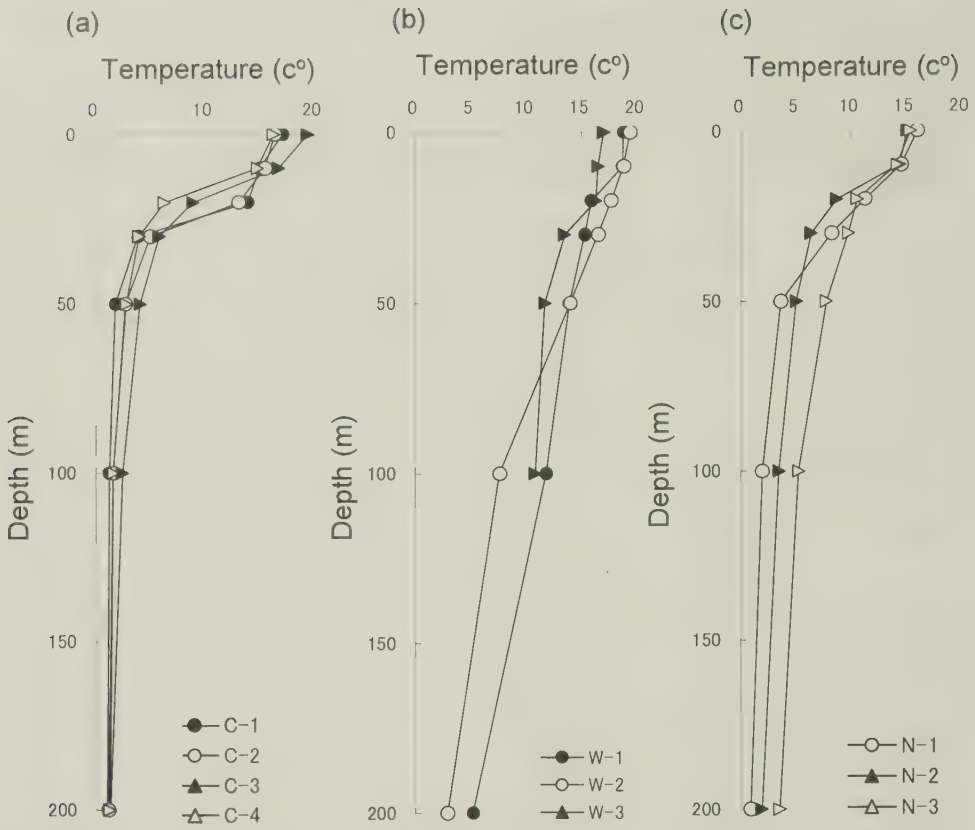


Fig. 5. Vertical profiles of water temperature at stations where specimens for the statolith microstructure analysis were collected. (a) offshore area, (b) inshore area, (c) northern Hokkaido area

道北で採集した個体の生殖腺は0.1 g 程度，TSI も0.5 % 未満がほとんどであり，池田ほか（1991a）の基準では，精巣が未発達な個体に相当した（FIg. 7）。

試料に用いた雌の GSI（卵巣と輸卵管重量／体重(%)）は，沿岸では1.0 % を超える個体が数個体あり，9 % を超えた成熟状態の個体もあった（FIg. 7）。しかし，他の海域では生殖器官の発達開始の目安となる GSI=1.0 %（池田ほか1991b）に達しない個体がほとんどであった（FIg. 7）。

ふ化後の日数と発生時期　平衡石を用いてふ化後の日数を推定した結果，沖合で採集した個体のふ化後の日数は210～260日の範囲が多く，平均232.8日であった（FIg. 8）。沿岸で採集した個体も沖合で採集した個体と同様にふ化後の日数が210～260日の個体が多く，平均231.2日であった（FIg. 8）。一方，道北で採集した個体のふ化後の日数は，180～220日の範囲が多く，平均205.2日であった（FIg. 8）。ふ化後の日数の平均値は，海域間に有意な差が認められた（p<0.001）。各海域間の比較では，沿岸と沖合では有意な違いが認められないが，道北のふ化後の日数は沿岸および道北よりも約30日小さく，これらの海域間では有意な差（p<0.001）が認められた（FIg. 8）。

ふ化後の日数と採集月日よりふ化日を計算すると，沖合で採集した個体は，11月中旬をピークに10月下旬から12月上旬に生まれた個体が多かった（FIg. 9）。沖合の採集個体と同様に，沿岸の採集個体も11月中旬をピークに10月中旬から12月上旬に生まれた個体が多かった（FIg. 9）。一方，道北の採集個体は，12月中旬をピークに11月下旬から12月下旬に生まれた個体が多かった（FIg. 9）。

成長率と成熟　各海域におけるふ化後の日数と外套背長の関係を FIg. 10に示す。沖合ではふ化後220～240日で外套背長220～240 mm に達していたが，沿岸ではふ化後の日数が同じ220～240日でも外套背長は200 mm 前後であった。また，道北ではふ化後200～220日で180 mm 程度と小型であった。日齢査定結果と外套背長から計算した1日あたりの成長率の平均値は，沖合が0.96（mm/d），沿岸が0.86（mm/d），道北が0.85（mm/d）であり，海域間に有意な差（p<0.001）が認められた（FIg. 11）。各海域間の比較では，沿

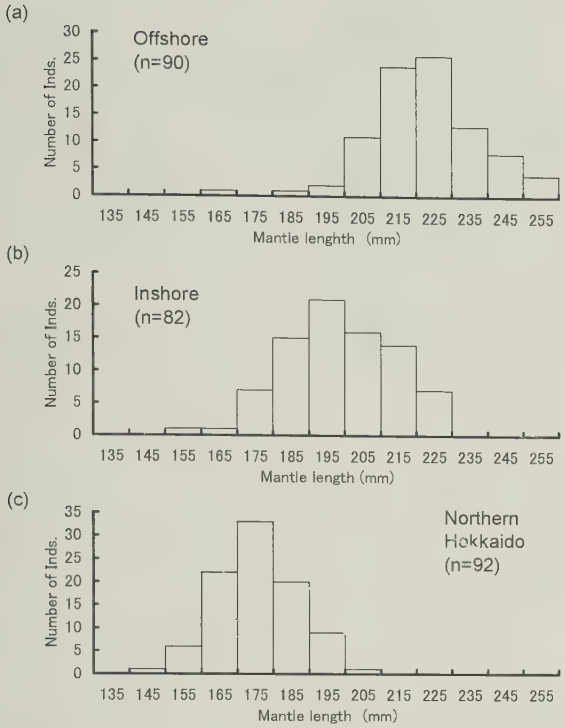


Fig. 6. Mantle length distributions of the specimens for the statolith microstructure analysis that were collected in (a) offshore area, (b) inshore area, and (c) northern Hokkaido area.

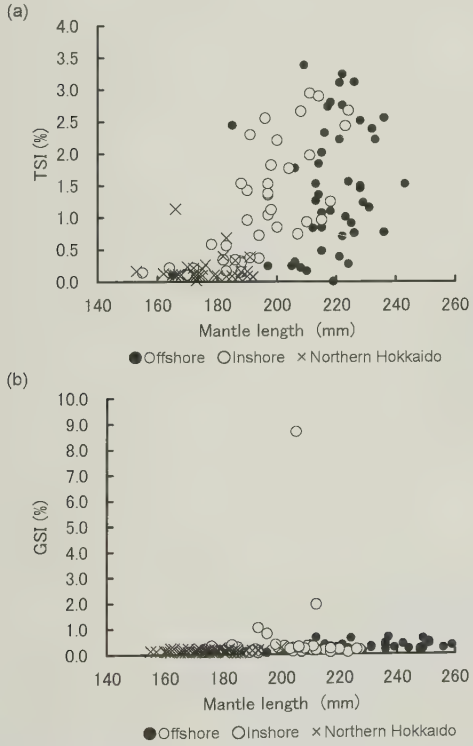


Fig. 7. Relationships between mantle length and gonadosomatic indices. (a) Relationship between TSI (testis weight per body weight) and mantle length for male. (b) Relationship between GSI (ovary and oviduct weight per body weight) and mantle length for female.

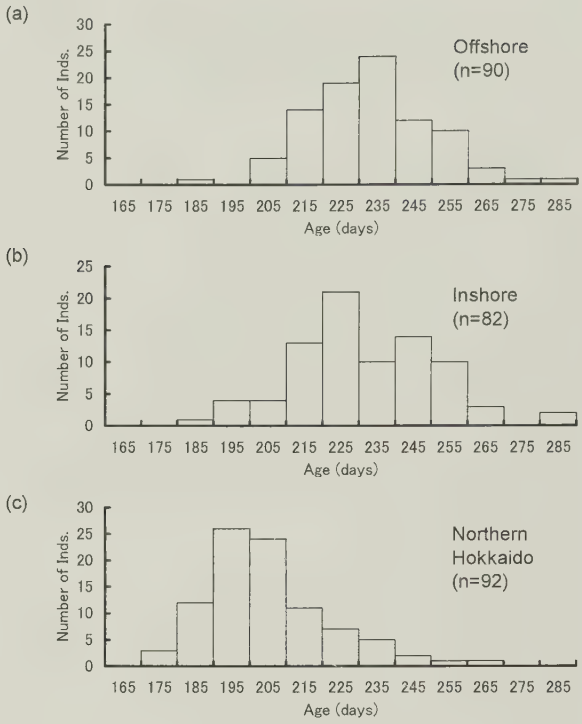


Fig. 8. Age (days) composition of specimens collected in (a) offshore area, (b) inshore area, and (c) northern Hokkaido area estimated from the statolith microstructure analysis (see Table 1).

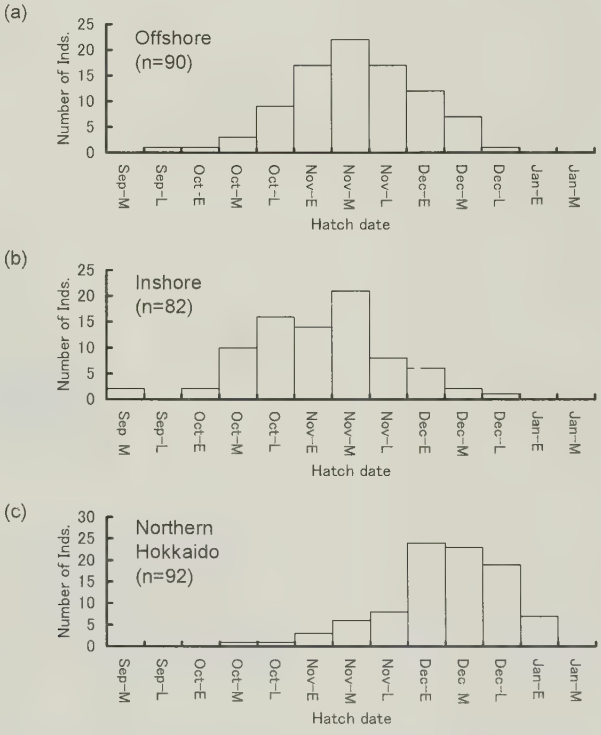


Fig. 9. Hatch date composition of specimens collected in (a) offshore area, (b) inshore area, and (c) northern Hokkaido area.

岸と道北では有意な違いが認められないが，沖合の成長率は，沿岸および道北よりも成長率が高く，これらの海域間では有意な差（$p<0.001$）が認められた（FIg. 11）。

ふ化後の日数とTSIの関係は，沿岸，沖合ともふ化後の日数が210日を越えるとTSIが0.5％を超える個体が多くなり，240日以降では2.0％を超える個体も多かった（FIg. 12）。道北ではTSIが0.1％以下の個体が多く，ふ化後の日数との関係は検討できなかった（FIg. 12）。TSIと外套背長の関係では，成長率に違いが見られた沖合と沿岸では，TSIが増加する外套背長が異なっていたが，日齢では違いが見られず，雄の精巣の発達は外套背長よりもふ化後の日数と関係があることが示された。

雌の成熟とふ化後の日数の関係では，沖合および道北ではGSIが低く，成熟とふ化後の日数との関係は検討できなかった（FIg. 12）。沿岸ではふ化後280日まではGSIが1％以下と低く，生殖器官はほとんど未発達であったが，ふ化後280日以降の個体ではGSIが9％に達し，成熟状態した個体もあった（FIg. 12）。雄と比較して雌では生殖器官の発達が低い個体が多く，ふ化後の日数と成熟の関係は明確ではないものの，ふ化後9ヶ月以降に急速に発達しており，ふ化後の日数との関係が示唆された。

2．分布域と回遊経路

CTDによる標識放流調査点の各層水温分布をFIg. 13に示す。沖合の調査点は16～18℃であったが，水深50 mでは5℃以下であった。沿岸の調査点は，表面水温が20℃前後，水深50 m水温は10～15℃であった。道北の調査点の表面水温は14℃前後であり，沖合の調査点よりも低かったが，水深50 mの水温は5～10℃であり，沖合の調査点よりも高かった。

放流調査点で同時に採集したスルメイカの外套背長組成をFIg. 14に示す。沖合では主に200～250 mmであり，各調査点の平均値は227.8～239.9 mm，沿岸では沖合よりも小さく，主に180～220 mm，各調査点の平均値は193.4～217.0 mmであった。道北ではさらに小さく，主に160～190 mm，各調査点の平均値は164.4～179.3 mmであった。基本的に各海域とも日齢査定に用いた試料と同様の大きさであった。

各調査点における各月の再捕数および再捕率をTable 3に示す。再捕数が最も多かった月は放流した海域によって異なっており，沿岸では7月の再捕数が最も多かったが，沖合では8月，道北では9月の再捕数が最も多かった。再捕率は沿岸が1.2％で最も高かったが，沖合では0.6％，道北では0.3％であった。道北では経年的な傾向は見られないが，沿岸および沖合では実施年の経過とともに再捕率が低下する傾向が

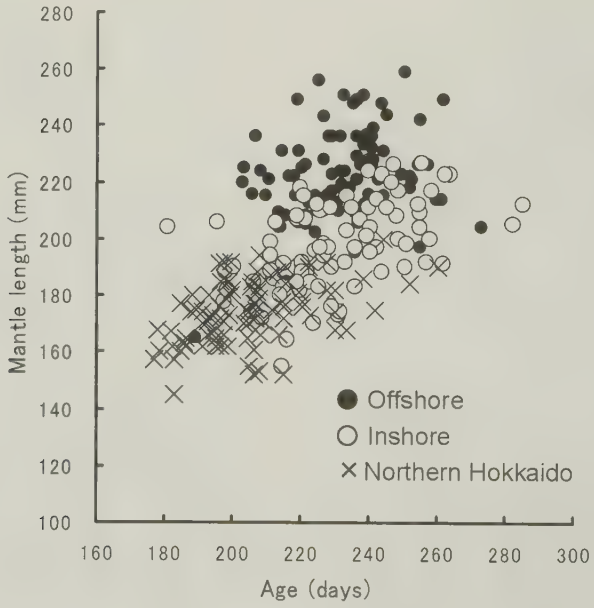


Fig. 10. Relationship between mantle length and age (days) of specimens collected in (a) offshore area, (b) inshore area, and (c) northern Hokkaido area.

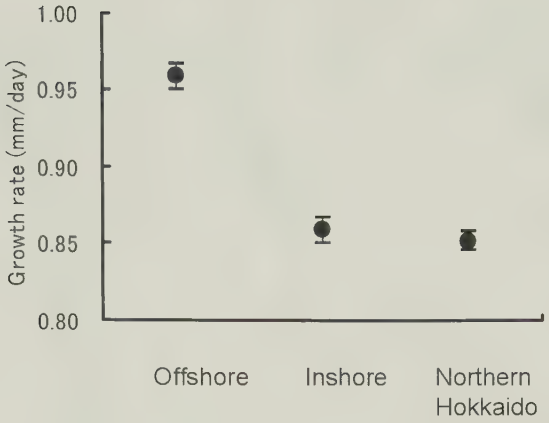


Fig. 11. Average growth rate (mm/day) of specimens collected in (a) offshore area, (b) inshore area, and (c) northern Hokkaido area.

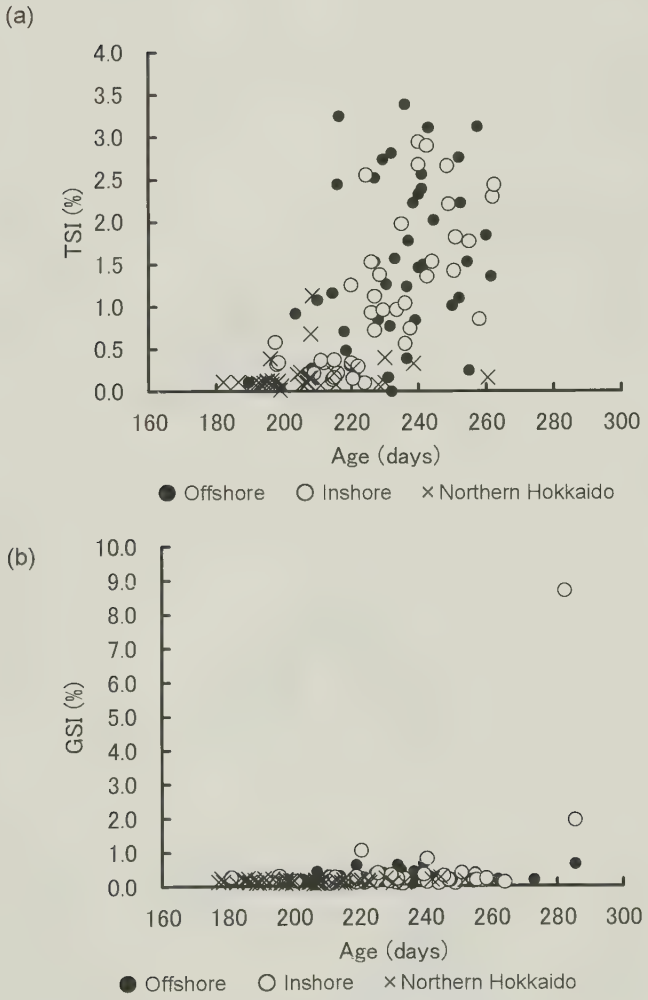


Fig. 12. Relationship between age (days) and gonadosomatic indices. (a) Relationship between age (days) and TSI (testis weight per body weight) for male. (b) Relationship between age (days) and GSI (ovary and oviduct weight per body weight) for female.

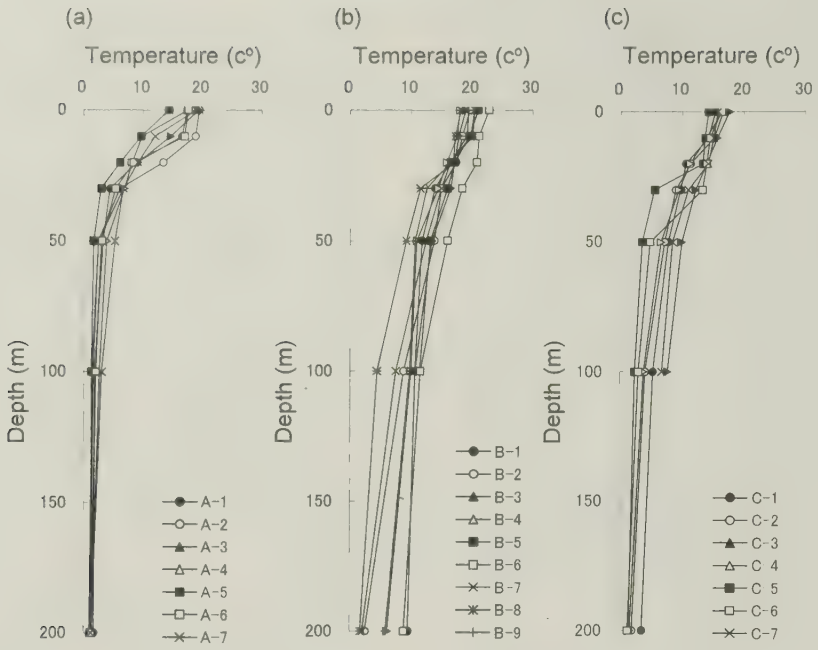


Fig. 13. Vertical profiles of water temperature at stations where tagged squid were released. (a) offshore area, (b) inshore area, (c) northern Hokkaido area.

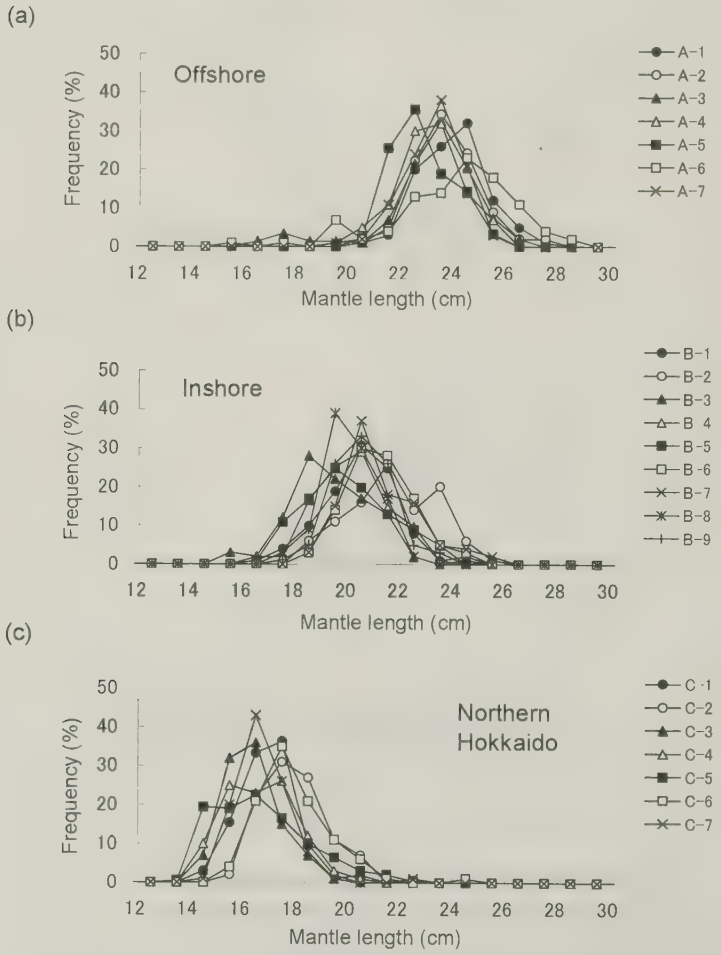


Fig. 14. Mantle length distribution of Japanese common squid collected at stations where tagged squid were released. (a) offshore area, (b) inshore area, and (c) northern Hokkaido area.

見られた。

沖合で放流したスルメイカの再捕結果をFIg. 15に示す。7～8月は放流した沿海州南部から大和堆周辺海域で多く再捕された。9月には再捕数が減少したが，大和堆周辺海域の他，山陰沿岸でも再捕があり，一部沿岸への南下が見られた。10月には再捕報告は3例のみであったが，対馬海峡から東シナ海北部の海域より得られた。しかし，10月には放流を行った沖合では再捕されず，魚群が産卵海域に全て移動する状況が見られた。

沿岸で放流したスルメイカの再捕結果をFIg. 16に示す。7月～8月は放流した沿岸の佐渡周辺海域および津軽海峡周辺海域で多く再捕された。また，7～8月は北緯40度東経137度の沖合でも少数ながら再捕された。9月には再捕個体数は大幅に減少したが，放流した海域で主に再捕された。また，一部沖合でも再捕報告が得られ，個体数は少ないものの，7～8月と比較して沖合での再捕割合が高くなった。10月は再捕数が更に減少し，北陸沿岸から3例が得られたのみであった。

道北で放流したスルメイカの再捕結果をFIg. 17に示す。7～8月は再捕数が少なく，北海道周辺で少数が再捕された。9月になると再捕数が増加し，主に放流海域付近の北緯43度以北の海域で再捕報告が得られた。また，大和堆付近およびオホーツク海からも少数ながら再捕報告が得られた。10月には9月同様に道北を中心とした再捕報告とともに大和堆南での再捕が増加し，南下する状況が見られた。また，9月同様オホーツク海からも再捕報告があった。11月以降は放流海域である道北での再捕がなくなるとともに，北緯40度

Table 3. Monthly changes in the number of recaptured squids. N.D. means no data of recaptured date

Area	Station	Release date	Number of recaptures								recapture
			Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	N.D.	Total	rate
Offshore	A-1	09-Jul-92	2	5	4					11	1.1%
Offshore	A-2	14-Jul-92		7	3					10	1.0%
Offshore	A-3	10-Jul-93	15	6	4					25	1.9%
Offshore	A-4	28-Jun-97	3	6		1				10	0.3%
Offshore	A-5	29-Jun-97	2	16	3	2				23	0.5%
Offshore	A-6	10-Jul-98		9	4					13	1.0%
Offshore	A-7	25-Jun-05	30	7	2					39	0.4%
Offshore total			52	56	20	3	0	0		131	0.6%
Inshore	B-1	02-Jul-92	4	4	4				1	13	2.6%
Inshore	B-2	29-Jun-94	5	2	1					8	2.0%
Inshore	B-3	23-Jun-95	30	6	1					37	3.9%
Inshore	B-4	24-Jun-95	8	2						10	2.9%
Inshore	B-5	24-Jun-97	10	4	2					16	1.5%
Inshore	B-6	13-Jul-97	19	13	11	3				46	1.1%
Inshore	B-7	23-Jun-99	11	5	1					17	0.9%
Inshore	B-8	23-Jun-01	15	1	3					19	0.6%
Inshore	B-9	08-Jul-03	13	6	1					19	0.6%
Inshore total			115	43	24	3	0	0		185	1.2%
Northern	C-1	04-Jul-96		1	7	8	1	2	1	20	0.2%
Northern	C-2	06-Jul-99	1	2	4	1				8	0.3%
Northern	C-3	03-Jul-00	1	1	2	2			1	7	0.5%
Northern	C-4	04-Jul-00			6	3	1	2		12	0.3%
Northern	C-5	07-Jul-01		1	9	6				16	0.5%
Northern	C-6	02-Jul-02	1		5	3	2	1	1	13	0.1%
Northern	C-7	04-Jul-04		3	6	2		2		13	0.5%
Northern Hokkaido total			3	8	39	25	4	7		89	0.3%

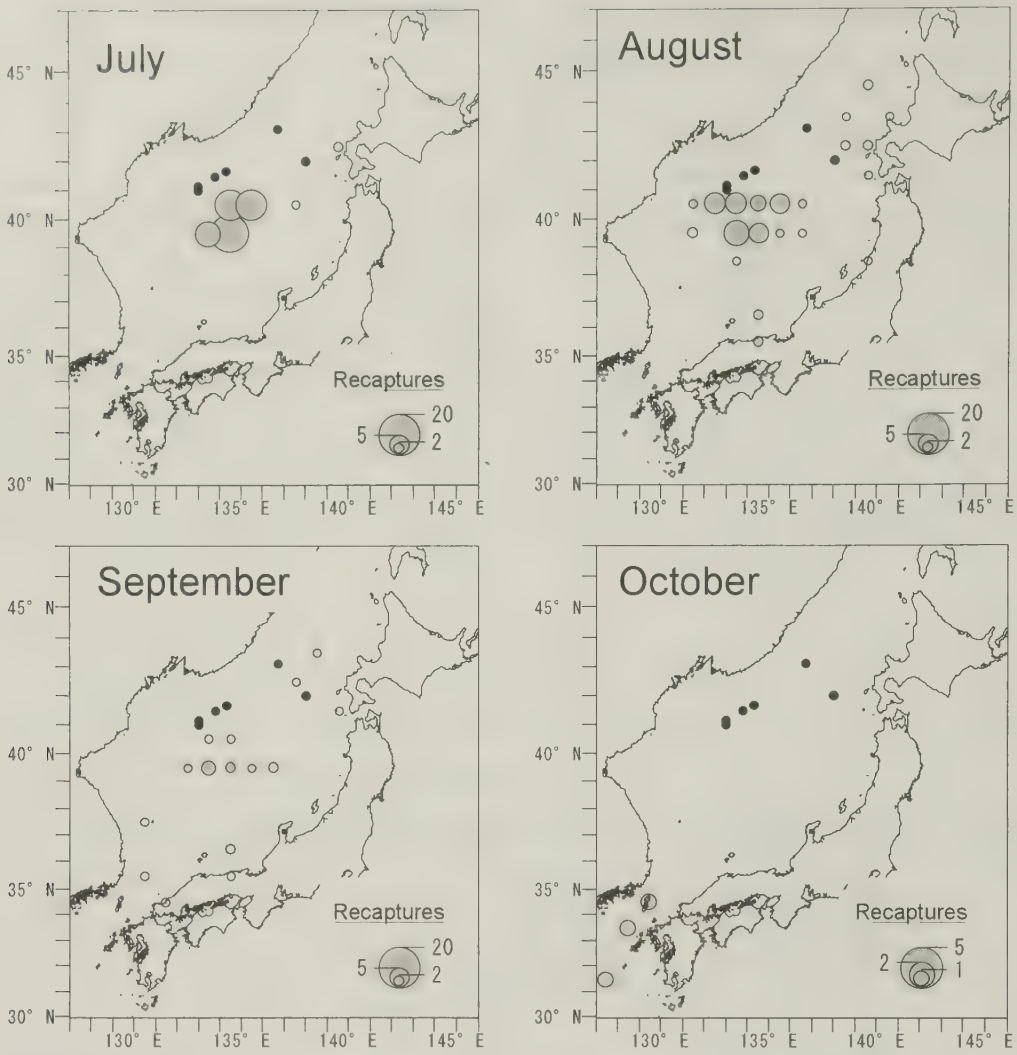


Fig. 15. Monthly changes in the recapture sites of tagged squids that were released in the offshore area. The areas of gray circles represent the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids and black circles indicate the release sites.

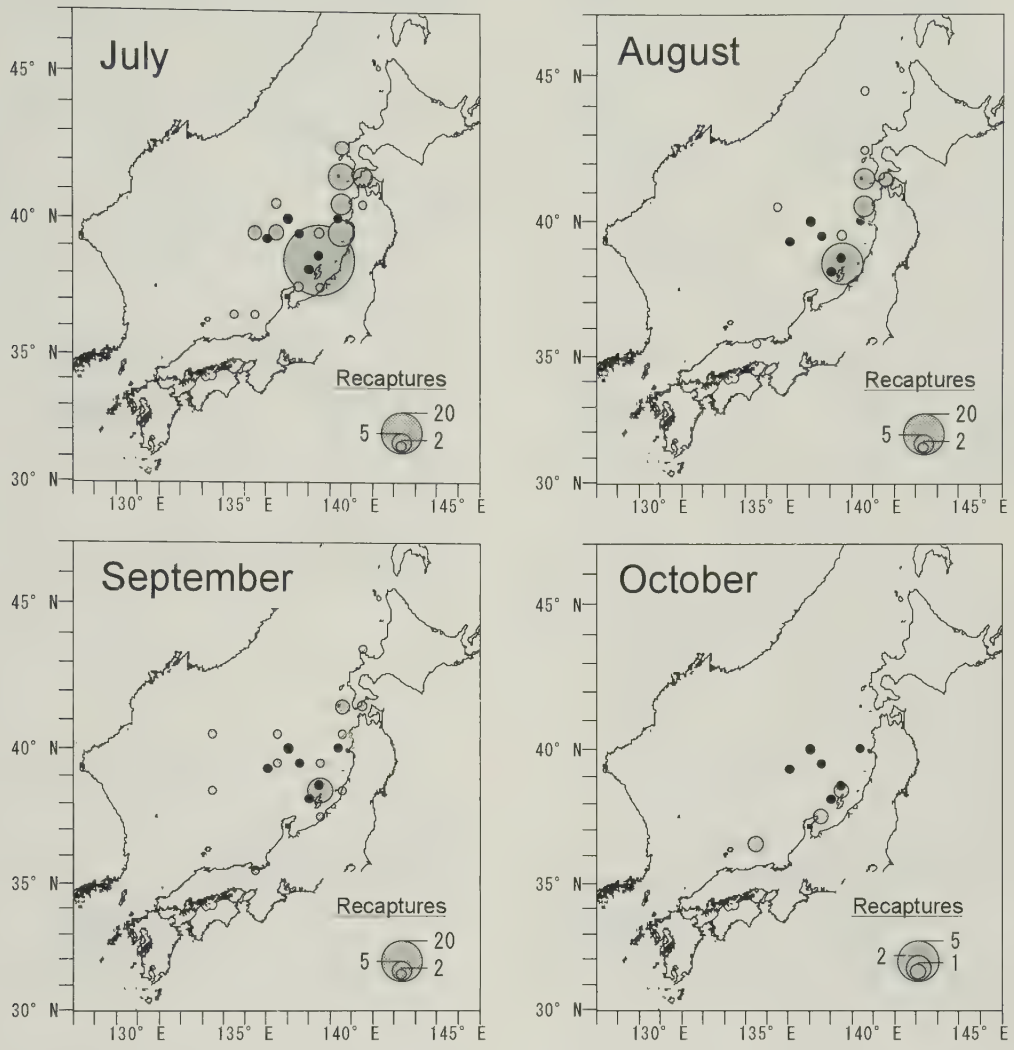


Fig. 16. Monthly changes in the recapture sites of tagged squids that were released released in inshore area. The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

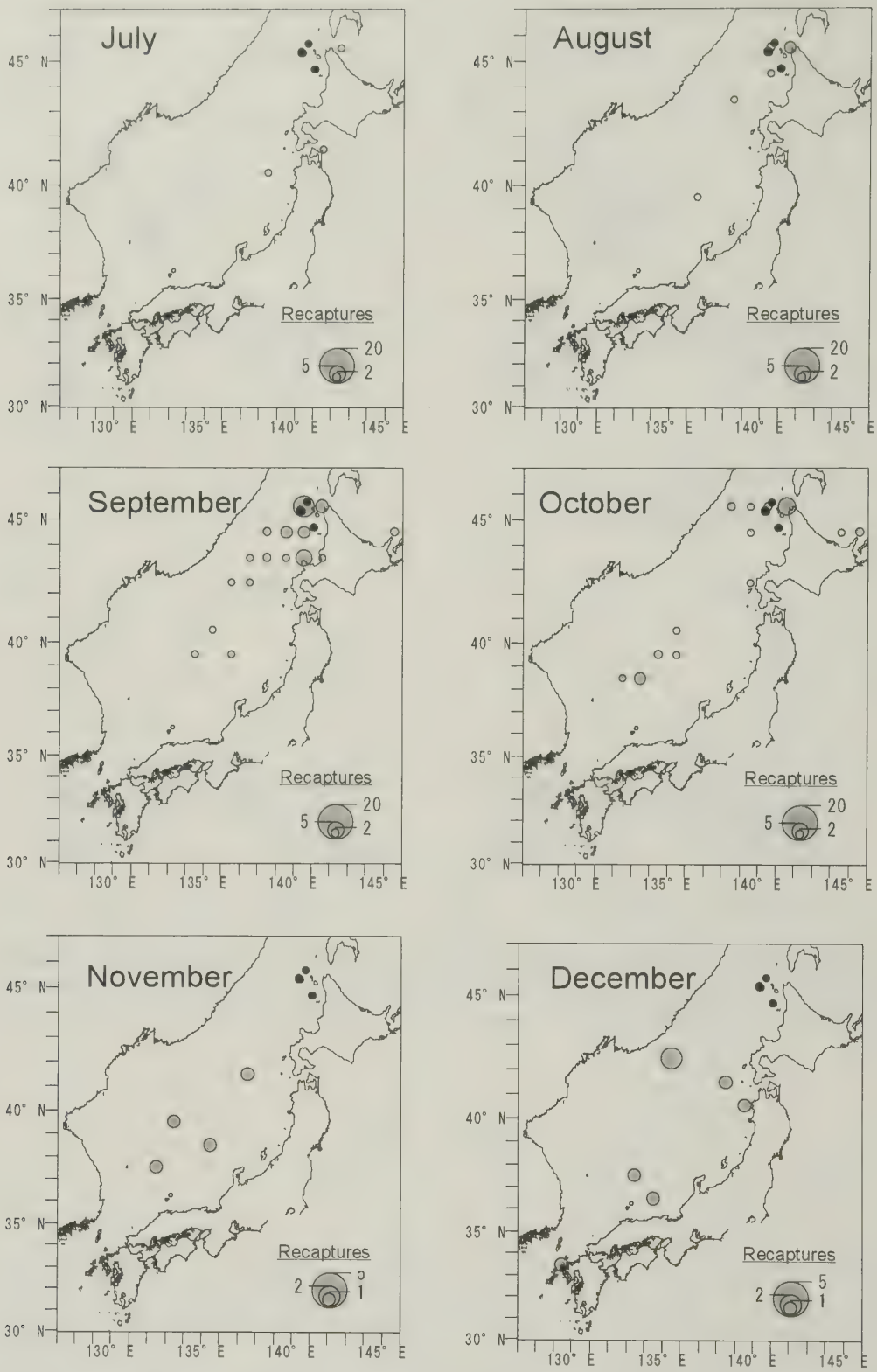


Fig. 17. Monthly changes in the recapture sites of tagged squids that were released in the northern Hokkaido area. The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

以南の対馬暖流域での再捕が多くなり，魚群の道北からの南下が示された。

以上のように，沿岸および沖合で放流したスルメイカは主に７～８月に再捕されたものの，海域間の群の交流はほとんど見られず，多くの個体は放流した海域付近で再捕された。９月以降は，両海域とも放流した海域から南西方向に移動する傾向があり，10月には産卵場と推定される山陰沿岸から東シナ海北部に移動する状況が見られた。沿岸および沖合で放流した個体の再捕数が減少する９月以降は，道北で放流した個体の再捕数が増加し，漁獲対象群が入れ替わった。しかし，再捕時期および海域ともに沿岸および沖合で放流した個体とは大きく異なり，海域間の群の交流は見られなかった。道北で放流した個体は，沖合で放流した個体が対馬海峡に南下した10月以降に大和堆周辺海域に南下し，この海域においては漁獲対象群の入れ替わりがあった。

考　察

日齢査定の結果，沖合と沿岸で採集したスルメイカはともに10～11月に生まれた個体が多かった。しかし，１日あたりの成長率が沿岸よりも沖合の方が約0.1 mm大きく，６～７月には外套背長が約２ cm異なった。一方，北緯43度以北の道北には，小型・未成熟で発生時期も沿岸および沖合で採集した個体よりも１ヶ月ほど遅い12月に生まれたスルメイカが分布していた。このように６～７月の日本海においては，海域によって異なる発生時期や成長のスルメイカが分布していた。また，沿岸では成熟した雌個体も見られ，夏季に産卵すると推定される個体が少ないながらも含まれていた。

日本海の特徴として，日本海のほぼ中央に亜寒帯前線が発達し，水深50 mおよび水深100 mの水温をもとに暖水域と冷水域に区分される（長沼，2000）。試料を採集した海域間でも，表面水温は大きな違いはなかったが，水深50 mおよび100 mの水温が10℃以上異なっており，沿岸は暖水域，沖合は冷水域となっていた（FIg. 8）。また，日本海においてスルメイカの餌となる動物プランクトンの分布密度は海域によって異なり，冷水域は暖水域の２倍程度の分布密度と推定されている（森岡，1985；Hirota and Hasegawa, 1999）。したがって，海域間で成長率に差が生じた要因として，分布海域における水温構造および餌生物の分布密度の違いが想定される。

餌の量は成長に直接影響することから，餌生物である動物プランクトンの量の違いが海域によって成長が異なった要因の一つと考えられる。しかし，スルメイカは沖合では主に動物プランクトンを補食するが，沿岸では動物プランクトンばかりでなくキュウリエソをはじめとした小型魚類を主に補食する（沖山，1965）。さらに太平洋側の親潮域では，日本海沖合よりも動物プランクトン量が多い（森岡，1985）にもかかわらず，この海域のスルメイカが日本海のスルメイカよりも成長が良いという報告はない。したがって，成長が異なった要因として餌の分布密度以外の要因も推察される。

スルメイカは，多くのイカ類同様，日周鉛直移動を行う。イカ類の鉛直移動は餌生物である動物プランクトンやマイクロネクトンと一致し，照度を指標に鉛直移動を行うと考えられる（Nakamura, 1993；Bower and Miyahara, 2005；Gilly *et al.*, 2006）。すると，冷水域のスルメイカは，暖水域のスルメイカと比較して，日中は水温のより低い海域に分布することが予想される。その結果，冷水域では，日中は基礎代謝が抑制され，暖水域と比較して餌料を効率よく成長に利用することが可能（O'Dor and Wells, 1987）と考える。

これまで，日本海沿岸に分布するスルメイカは日本海沖合に分布するスルメイカよりも小型であること，および沿岸は大回遊群が分布する添田（1950）の報告をもとに，冬生まれ群として区分されてきた（新谷，石井，1972；Okutani, 1977；土井，川上，1979）。しかし，平衡石を用いた日齢査定結果で示したように沿岸と沖合では成長が異なっており，沿岸と沖合における外套背長の違いから秋生まれ，冬生まれと区分するのは問題がある。また，TSIと外套背長の関係，およびTSIとふ化後の日数の関係から判断されるように，成熟度は外套背長よりも日齢と関係しており，発生時期を推定するには新谷，石井（1972）も試みているように外套背長に加え，成熟度も考慮して判断する方が有効である。なお，TSIを基準にすると，本研究で検討した沖合と沿岸の群は，同じ発生時期であるが，道北の群は，異なる発生時期の群に区分することが可能と考える。

標識放流調査の結果では，沿岸および沖合で放流した個体は７～８月は放流した海域付近で再捕され，海域間の移動および交流はほとんどなかった。しかし，産卵回遊に転じる９月以降は，沿岸で放流した個体も亜寒帯前線付近に移動する個体も多く見られるとともに，10月には西日本沿岸に移動しており，再生産海域は大きく重複することが示唆された。したがって，沿岸と沖合に分布する群では，夏季には分布域の交流が見られず，漁場的には異なる群であると判断されるものの，産卵場，および産卵時期が重複しており，再

生産の視点では同じ群として扱うのが妥当と判断される

一方，道北で放流した個体は，沿岸および沖合で放流した個体とは異なり，７～８月はほとんど再捕報告が得られず漁獲対象になっていなかった。その代わり，沿岸および沖合の群が産卵回遊に転じ，これらの群が夏季の主漁場から移動する９月以降に漁獲対象となり，９～10月には道北海域，11月以降に日本海沖合域で漁獲対象となった。このことは，道北に分布する群は沿岸および沖合に分布する群とはほとんど交流がなく，分布回遊，漁場，および再生産の時期的にも異なる群として捉えることができる。

本研究における日齢査定結果および標識放流調査結果を合わせて考察すると，日本海沿岸と沖合には10～11月に生まれた群が分布しているが，海域によって異なる成長を示す。しかし，産卵時期，海域は重複しており，再生産的には同じ群と判断される。一方，道北海域には沿岸，沖合に分布する群よりも発生時期が１ヶ月遅い，主に12月に生まれた群が分布し，分布・回遊，漁期・漁場および再生産的にも異なる群と判断することができる。なお，Katugin and Mokrin (2001) は沖合群（秋生まれ群）と日本海に分布するそれ以外の群では遺伝的な分化が少しながらも見られることを指摘しており，各海域に分布する群の再生産時期および海域の隔離性を更に検討する必要もある。

以上のように，日本海においてスルメイカは発生時期や成長が異なる複数の群が分布しており，これまで想定されてきた季節別発生群よりも細かい発生時期単位や分布海域で区分することが可能である。一方，太平洋側には冬生まれ群（新谷，1967）または冬季発生系群（森，2006）と呼ばれる１～３月に生まれたスルメイカが分布し，10月以降，津軽海峡および宗谷海峡を経て日本海に来遊する（新谷，1967；中村，森，1998；森，中村，2001）。本研究で扱った12月生まれのスルメイカも９～10月にオホーツク海および羅臼沿岸で一部が再捕されており，これらの太平洋からの移入群と交流が見られる。しかし，これまでの標識放流調査結果では，太平洋からの移入群のほとんどは，道北の12月生まれ群が南下した11月以降に日本海に移入して南下しており（中村，森，1998；森，中村，2001），本章で扱った道北の12月生まれ群とは分布・回遊に大きな重複はない。つまり，日本海では，10～11月生まれの群，12月生まれの群，１～３月に生まれた群が，それぞれ，夏季から冬季に入れ替わりながら南下し，漁獲対象になると想定される。

一般に，資源評価および資源管理は種全体ではなく，系群（Stock）を単位として行われる（Cushing, 1981）。系群は産卵場が地理的に隔離されており，生物学的（たとえば遺伝学）に異なる特性をもとに区分されることが望ましい（Cushing, 1981）。しかし，生物学的に明瞭に区分される場合ばかりでなく，想定される資源評価・管理方策によって決められる場合（Hilborn and Walters 1992）や，資源量や調査情報の変化によって分離・統合される場合もある（Hammer and Zimmermann, 2005）。

現在，資源評価調査における系群別の漁獲量の区分方法では，日本海の本州沿岸および沖合域で９月まで漁獲されるスルメイカを秋季発生系群，10月以降に漁獲されるスルメイカを冬季発生系群，北海道沿岸で漁獲されるスルメイカは，９月（９月は道比率で混合）を境に それぞれの系群に区分している（木所ほか，2003；森，2006）。本研究で推定した日齢査定と標識放流調査による漁獲状況を用いて，これらの系群区分を整理すると，本研究で対象とした 10～11月生まれのスルメイカおよび12月生まれのスルメイカはともに秋季発生系群に区分される。つまり，夏季の日本海に分布していたスルメイカは基本的に秋季発生系群として区分される。一方，10月以降に北海周辺海域および11月以降に日本海で漁獲されるスルメイカは冬季発生系群として区分される（木所ほか，2003；森，2006）が，これらは秋季以降に太平洋から移入する冬生まれ群である。

資源構造を細区分し，それらの変動特性を検討することは，資源構造と資源変動機構の関係を検討する際には有用であり，資源管理にも有効である場合もある。しかし，各群における評価精度の低下や漁業管理が困難になることも同時に指摘されており（Hilborn and Walters, 1993），系群区分には資源管理方策的な視点での判断も必要となる。現在，スルメイカ資源評価は２系群に区分して行っているが，現行の２系群によって資源評価単位を検討するのであれば，現行の秋季発生系群と冬季発生系群による区分は，再生産時期が異なることに加え，漁期・漁場も大きく異なる群で区分されており，漁業管理への運用上でもかなり有用な区分方法と判断される。

ただし，現在のスルメイカのTACは，漁業管理の実効性からスルメイカ全体および各漁業種類別に設定されており，資源評価単位と整合していない。今後，資源評価区分に合わせた管理体勢の整備が望まれる。また，資源量および漁獲量が少ないことから，現在の日本の資源評価単位では対象とされていないが，春～夏に生まれたスルメイカも沿岸域を中心に分布している（新谷，1967；Okutani, 1983）。これらは，日本海では10～11月生まれ群が沿岸で漁獲対象となる５月

下旬以前の，3～5月に西日本沿岸を中心に漁獲対象となる。

第2章　分布回遊および資源構造の変化

スルメイカの資源変動機構として，海洋環境の変化によってスルメイカの主産卵場が拡大，縮小し，幼稚仔の輸送環境および生残率の正否に伴って資源量が変化することが仮説化されている（桜井, 1998；桜井ら, 2005）。特に冬季の東シナ海では，CRSによる冬季の水温低下に伴って再生産可能な海域が縮小したと推定され，結果として太平洋側への幼生の輸送が大きく減少し，太平洋側に分布するスルメイカ冬季発生系群の資源が崩壊した可能性が指摘されている（Sakurai *et al.*, 2000）。日本海でもCRSを境として秋季のスルメイカの幼生が分布する海域の拡大と縮小が観測されている（Goto, 2002）が，冬季の東シナ海と異なり，水温変化から産卵場の拡大，縮小を説明するには至っていない。

スルメイカの資源変動に与えるCRSの影響に関する研究は，これまで主に産卵生態や初期生活史に注目して行われ，資源変動機構が仮説化されてきた（Sakurai *et al.*, 2000；Goto, 2002；山本, 2002；森, 2006）。しかし，漁獲加入後の分布状況や資源構造，および漁業への影響に関する研究は少ない。太平洋側では1970年代以降に資源量が大きく減少し，それとともに主発生時期や分布範囲が変化したことが推察されている（Nakata, 1993）ものの，日本海では分布域や主発生時期の変化は，ほとんど明らかでない。

一方，日本周辺海域に分布するマイワシでは，資源量の増大とともに分布域が大きく拡大したことが明らかとなっている（和田, 1988；黒田, 1991）。分布域の拡大には，産卵場の沖合域への拡大とともに，沖合域へ稚仔が輸送されることが影響していると推察されている（Watanabe *et al.*, 1996）。また，このような沖合域への分布拡大に加え，CRSによる海洋環境の変化が稚仔魚の生残率を変化させ，資源増大および魚種交代を引き起こすと報告されている（Takasuka *et al.*, 2007）。このように，CRSによる産卵場形成の変化と，分布回遊および資源構造の変化を関連させて検討することは，CRSによる資源変動機構を明らかにする上での重要な要素になっている。

スルメイカでは，CRSとともに主産卵場が拡大，縮小することが明らかになっているが，スルメイカの分布回遊や資源構造がCRSに対し，どのような応答を示すのか明らかでない。したがって，資源変動と深く関係するとされる産卵場の変化と，分布回遊および資源構造の変化との関連は明らかでない。そのため，CRSによる分布回遊および資源構造の変化を明らかにし，産卵期および産卵場の変化との関連を通じて，スルメイカの資源変動機構を明らかにすることが重要な課題となっている。加えて，このような生態的特性の変化をCRSが起きた指標に用いることで，スルメイカの資源動向を早期に予測し，資源管理および資源利用方策に応用することが可能になることと考える。

本章では，スルメイカの分布回遊および資源構造がCRSに対してどのように応答し，変化するかを明らかにし，これらの変化と産卵場および産卵期の変化との関連を明らかにすることを目的とした。そのため，まず，2章で区分した発生時期，成長，分布回遊が異なる各群の分布域および資源量が88/89CRSを境にどのように変化するかを調べた。さらに，88/89CRS前後の産卵回遊経路の変化を調べることによって，日本海における秋季の産卵場の変化と分布回遊の変化との関連を検討した。

試料と方法

1．分布および資源構造の変化

調査資料　日本海では，スルメイカの分布状況および資源状況を把握する目的で主に6～9月に試験研究機関の調査船および水産高校の実習船によって，スルメイカの試験操業が日本海で行われてきた。そこで，スルメイカの試験操業による調査結果を用いて，スルメイカの分布状況および1980～1990年代における変化を調べた。

1995年以降は，日本海における資源状況を把握する目的で，6月下旬から7月上旬に日本海区水産研究所および日本海側道県の試験研究機関の調査船（150～450トン）によって漁場一斉調査が行われている（木所ら, 2003）。この調査はロシア水域を含む北緯35度～北緯45度および東経131度～東経141度の海域（韓国および北朝鮮海域を除く）を対象に実施されている。したがって，1995年以降は漁場一斉調査結果を用いて検討した。この調査では，おおよそ緯度経度1度間隔毎に各年計約60の調査点が設定されて実施され，原則として，夜間8時間実施し，各調査点における採集個体数，操業時間，用いた釣機台数，CPUE（釣機1台1時間あたりの採集個体数），および漁獲物の外套背長組成（1 cm階級）が調べられている。

1994年以前は，6月および9月に漁場一斉調査が実施されてきた（Kasahara, 1978）が，1995年以降の漁場一斉調査との調査時期および調査点の継続性はない（木所ら, 2003）。そこで，1994年以前については，6

月の漁場一斉調査をはじめとした6月1日～7月31日に試験研究機関の調査操業および水産高校の操業実習で実施された操業結果を資料に用いた。ただし，使用したいか釣り機の台数が4台以上，操業時間が3時間以上の調査結果のみを対象とした。また，1994年以前の資料については，調査の目的によっては調査位置の重複が多い場合もあった（多獲された地点付近で継続して操業する場合があった）ことから，対象期間中の操業結果（CPUEおよび外套背長組成）を緯度経度1度毎に集計し，その平均値を各地点の分布状況の指標値に用いた。

外套背長組成の補正 スルメイカの成長速度は早いのに対し，資料に用いた調査期間は2ヶ月と長く，調査月日（X）と平均外套背長（Y）の間には有意な相関関係（r^2=0.303，p<0.001）があった（FIg. 18）。

$$Y = 0.0719X + 7.81 \quad (1)$$

式1では1日あたり0.7 mmの外套背長の増加であり，調査日時による外套背長組成への影響が無視できないと判断し，調査結果で得られた外套背長組成を，式1を用いて調査月日によって補正を行った。

外套背長の補正は，6月30日を起点として，前後6日間（6/24～7/6）は式1から推定される平均外套背長への影響が0.5 cm未満のため，調査データは補正を行わなかった。しかし，平均外套背長の調査月日による影響が0.5～1.4 cmとなる6/9～6/23および7/6～7/21の外套背長組成には，それぞれ＋1 cmと－1 cm，1.5 cm以上の影響となる調査日時6/8以前および7/22以降の外套背長組成にはそれぞれ＋2 cmと－2 cmの補正を行った。

分布海域の変化 日本海の試験操業で得られた緯度経度1度毎のCPUEの集計値を，各海域におけるスルメイカの分布密度の指標として用いた。また，外套背長組成から，分布するスルメイカの外套背長組成を，第2章で区分した各群の調査時期における平均外套背長の違いをもとに主に2 cm間隔で，外套背長17 cm未満，17 cm以上19 cm未満，19 cm以上21 cm未満，21 cm以上23 cm未満，23 cm以上の計5外套背長範囲に区分するとともに，各外套背長範囲のCPUEを，（調査点のCPUE×各外套背長範囲比率）として求め，各外套背長範囲のスルメイカの分布密度の指標とした。資料とした1979～2007年の外套背長範囲別の調査船CPUEの分布はAppendix 1の通りである（1979～1994年は緯度経度1度の集計値，1995年以降は各調査点における外套背長範囲別のCPUEで示した）。

次に，88/89CRS以前（1979～1988年：以下，寒冷期とする）と以後（1989～2007年：以下，温暖期とする）の分布状況として，それぞれの期間における平均分布図を外套背長範囲毎に作成した。平均分布図は，緯度経度1度毎に各年のCPUEの平均値および各外套背長範囲のCPUEを計算して作成した。ただし，平均分布図の作成は，対象期間において各海域内の調査結果が30％以上の年で得られた海域（寒冷期では

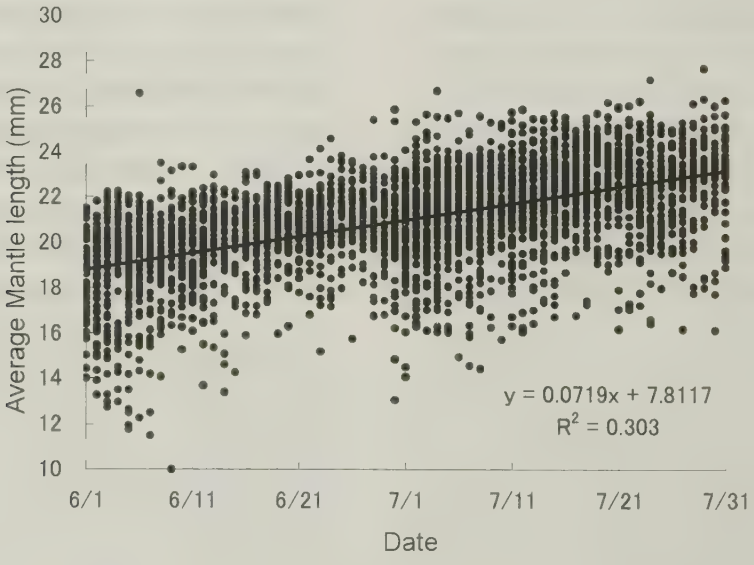


Fig. 18. Relationship between the date of jigging experiment and average mantle length caught. In this figure, the black line represents the linear regression line.

3年以上，温暖期では6年以上のデータが得られた海域）のみを扱った（Table 4）。

さらに，88/89CRSを境とした分布状況の変化として，温暖期と寒冷期のCPUEの差（温暖期のCPUE－寒冷期のCPUE）を緯度経度1度毎に各外套背長範囲について計算し，寒冷期から温暖期に変化した際の分布密度の変化を調べた。

資源量指数の変化　全調査点のCPUEの平均値を，各年の資源量指数として計算し，資源量の相対的な経年変化を求めた。ただし，1995年以降は，各年に実施された全調査点のCPUEの平均値を用いたが，1994年以前は，緯度経度1度毎の集計値を1調査点として各年の平均値を算出し，資源量指数を算出した。さらに，各外套背長階級別に（資源量指数×外套背長範囲比率）として，外套背長範囲毎に資源量指数を算出し，外套背長範囲別の資源量指数の経年変化も調べた。外套背長範囲は，主に2 cm間隔で，外套背長17 cm未満，17 cm以上19 cm未満，19 cm以上21 cm未満，21 cm以上23 cm未満，23 cm以上の計5外套背長範囲階級に区分した。

また，資源量指数の経年変化に加え，88/89CRSによる資源水準の変化として，寒冷期（1979～1988年）と温暖期（1989～2007年）における各外套背長範囲の資源量指数の平均値の差を*t*-testによって検定して調べた。

資源構造の変化として，各外套背長範囲の資源量指数が占める資源量指数全体における割合を求め，各外套背長階級範囲が占める割合の経年変化を調べた。また，寒冷期と温暖期における資源量指数で重み付けした階級幅1 cmの平均外套背長組成を算出し，寒冷期と温暖期における変化を調べた。さらに。88/89CRSによる外套背長別の変化量の指標として，温暖期と寒冷期の資源量指数で重み付けした各外套背長階級の偏差（温暖期の資源量指数－寒冷期の資源量指数），および増加率（（温暖期の資源量指数－寒冷期の資源業指数）／寒冷期の資源量指数）を算出し，外套背長階級による増加量および増加率の違いを調べた。

2．回遊経路の変化

標識放流調査　日本海沖合域におけるスルメイカの回遊経路のCRSによる変化を明らかにするため，88/89CRS前後に行われた標識放流調査結果を用いて検討した。資料には，1984年および1987～1991年に日本海沖合域（北緯39度以北，北緯43°以南の海域）で調査船但州丸（兵庫県香住高校所属499トン）によって実施された標識放流調査の再捕結果を用いた。放流地点および放流数は，Table 5およびFIg. 19の通りである。各調査点では200～3,300個体，各年計4,058（1984年）～12,458個体（1987年）のスルメイカを放流した（Table 6）。標識放流調査は，1984年および1987年は7月下旬から8月上旬に実施されたが，1988～1991年は8月下旬から9月上旬に実施した。

標識放流は，自動イカ釣り機で採集した個体を用いた。標識にはアンカー型タグを用い，採集後速やかに肉ヒレ部に取り付けて放流した。各放流調査点で採集したスルメイカの平均外套背長，成熟率はTable 6の通りである。外套背長の各年の平均値は，1984年は235 mm前後であったが，その他の年はおおよそ240～250 mmまたは240～260 mmであった。雄の成熟率は50％以上の調査点が多く，成熟個体の割合が高かった。雌の成熟率は50％前後の調査点も見られたが，多くの調査点で20％以下であった。

再捕結果のとりまとめ　得られた再捕報告は，再捕位置を緯経度1度ごとに旬別に集計した。ただし，10月以降は一括して取り扱った。スルメイカの分布回遊，漁場形成（長沼，1967；Kasahara, 1978），および産卵場形成（Sakurai *et al.*, 2000）は水深50 mの水温分布と深く関係していることが報告されている。そこで，再捕位置を水深50 mの水温分布図と合わせて表示して回遊と海洋環境の関係を調べた。基本的に水深50 mの水温5～10℃の海域が亜寒帯前線となっており，5℃以下の海域が冷水域，10℃以上の海域は暖水域に区分される（Kasahara, 1978）。水温分布図には日本海区水産研究所が作成した日本海漁場海況速報を用いた。この水温分布図は，月単位の水温分布図として，前月下旬から当月中旬までの調査船による観測結果をもとに作成されている。現在はデータベース化され，インターネットを経由して資料の入手が可能である（http://jsnfri.fra.affrc.go.jp/shigen/suion/Page.htm）。再捕位置と水温分布の関係は，前月下旬～当月中旬の再捕結果と各月の水温分布図を対応させて作図し，関係を調べた。なお，旬別の再捕報告と水温分布図の関係はGISソフトウエア（マリンエクスプローラー：ESL社，http://www.esl.co.jp/）を用いて作図した。

日本海に分布するスルメイカ（秋季発生系群）は，一般に夏季以降，産卵のために南方または南西方向に移動する。そこで，再捕位置の平均緯度の変化をスルメイカの産卵回遊の指標として用いた。再捕位置の平均緯度は，各年の旬毎に計算し，各年に放流したスルメイカの産卵場への移動状況を調べた。また，88/89CRSによる産卵移動状況の変化を調べる目的で，1984～1988年の旬別の再捕個体の平均緯度と，1989～1991年の再捕個体の平均緯度の差を検定

Table 4. Number of experimental jigging surveys conducted in 1979–1988 (before 88/89CRS) and in 1989–2007 (after 88/89CRS) by 1° longitude × 1° latitude grids

Before 88/89CRS (1979-1988)

	130°E	131°E	132°E	133°E	134°E	135°E	136°E	137°E	138°E	139°E	140°E	141°E
45°N												
44°N									1	3	5	
43°N					1	2	3	5	7	7	1	
42°N				1	4	4	4	10	7	6		
41°N			5	6	6	6	10	8	9	8		
40°N				3	7	9	10	10	9	7		
39°N				9	9	9	8	10	10	10		
38°N		9	10	10	8	9	10	10	10	1		
37°N		4	10	9	4	4	7	3	2			
36°N		5	10	7	8	10	1					
35°N	1	3	1				1					
34°N	1											

After 88/89CRS (1989-2000)

	130°E	131°E	132°E	133°E	134°E	135°E	136°E	137°E	138°E	139°E	140°E	141°E
45°N									6	6	13	
44°N								5	6	13	9	6
43°N						1	4	7	15	15	12	1
42°N					9	9	6	10	17	18	3	
41°N		2	1	8	8	3	17	19	19	18		
40°N			1	6	11	18	12	18	17	17		
39°N			1	15	18	19	19	19	13	18		
38°N		5	9	16	16	18	19	14	19	8		
37°N		6	18	14	14	15	15	6	3			
36°N		7	16	16	9	19	5					
35°N	1	9	1									
34°N	1	3										

Table 5. Dates and the locations of stations where the tagged squid were released in 1984 and 1987-1991

Date	Site of station		Number of releases
	Latitude N°	Longitude E°	
29-Jul-84	40°48	134°07	1698
30-Jul-84	41°59	132°00	1495
31-Jul-84	42°00	135°00	865
1984 total			4058
25-Jul-87	40°49	134°08	1000
26-Jul-87	41°27	134°01	200
27-Jul-87	41°28	136°14	1000
29-Jul-87	42°30	139°01	400
30-Jul-87	42°30	136°45	3300
31-Jul-87	42°28	134°29	2500
1987 total			12458
19-Aug-88	39°35	136°17	298
20-Aug-88	40°36	133°47	1979
21-Aug-88	41°41	133°22	700
24-Aug-88	42°30	136°45	2000
1988 total			4977
21-Aug-89	40°20	133°30	2780
22-Aug-89	41°30	132°00	2470
23-Aug-89	41°30	134°40	2480
24-Aug-89	41°30	137°10	990
26-Aug-89	42°29	139°08	990
27-Aug-89	42°30	136°50	995
1989 total			10705
20-Aug-90	40°19	133°31	1190
21-Aug-90	41°30	131°59	1990
24-Aug-90	41°30	134°39	1760
28-Aug-90	42°30	133°59	500
1990 total			5440
29-Aug-91	42°30	139°10	1697
02-Sep-91	41°30	137°10	1995
03-Sep-91	42°30	136°50	1100
04-Sep-91	42°30	134°00	1992
05-Sep-91	41°30	134°40	1991
1991 total			8775

Table 6. Mantle length composition, maturity rate and average mantle length of the stations at which tagging experiments were conducted in 1984 and 1987–1991

Date	Site of station		Number of	Average mantle length			Ratio of mature squid		Mantle length class (cm)																
	Latitude N°	Longitude E°	releases	Male	Female	Total	Male	Female	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	Total
29-Jul-84	40°48	134°07	1698	233.6	244.8	237.0	0.70	0.19				2	8	9	19	20	23	12	5	2				100
30-Jul-84	41°59	132°00	1495	230.3	240.6	234.8	0.14	0.00		1		3	5	18	26	24	15	5	3					100
31-Jul-84	42°00	135°00	865	230.6	235.8	233.3	0.88	0.38			3	4	4	28	21	17	10	5	4	4				100
1984 total			4058	231.5	240.4	235.1	0.57	0.19																
25-Jul-87	40°49	134°08	1000	241.7	250.9	247.1	0.43	0.03					2	4	13	12	8	4	4	2	1			50
26-Jul-87	41°27	134°01	200	247.5	253.7	251.5	0.72	0.00					1	3	7	9	13	11	3	3				50
27-Jul-87	41°28	136°14	1000	241.2	255.7	249.3	0.82	0.00					1	3	5	15	13	8	4	1				50
29-Jul-87	42°30	139°01	400	236.0	245.6	239.5	0.72	0.17					4	13	6	13	7	5	2					50
30-Jul-87	42°30	136°45	3300	240.0	253.0	246.2	0.65	0.00				1		4	13	13	9	7	1	2				50
31-Jul-87	42°28	134°29	2500	238.7	258.6	250.2	0.19	0.00					1	4	7	12	14	7	3		2			50
1987 total			12458	240.9	252.9	247.3	0.59	0.03																
19-Aug-88	39°35	136°17	298	229.7	252.4	240.7	0.87	0.55			4	2	6	5	8	17	13	19	11	9	5	1		100
20-Aug-88	40°36	133°47	1979	239.4	259.1	251.1	0.80	0.41					1	0	7	7	22	19	15	15	9	3	2	100
21-Aug-88	41°41	133°22	700	240.0	256.4	248.2	0.93	0.13			2	1	0	3	11	33	20	18	13	1				102
24-Aug-88	42°30	136°45	2000	234.2	255.9	248.0	0.77	0.18						5	5	8	24	22	16	11	4	4	1	100
1988 total			4977	235.8	256.0	247.0	0.84	0.32																
21-Aug-89	40°20	133°30	2780	248.0	264.4	256.2	0.84	0.16		1	4	2	1	2		9	15	20	21	12	10	2	1	100
22-Aug-89	41°30	132°00	2470	249.1	266.8	261.5	0.47	0.03						1	11	14	25	25	15	6	2	1		100
23-Aug-89	41°30	134°40	2480	245.1	259.8	253.3	0.86	0.14			2	10	10	17	10	5	13	14	16	4	5	3	1	100
24-Aug-89	41°30	137°10	990	241.3	256.5	248.0	0.79	0.14			2	1	11	11	12	20	12	10	6	11	4			100
26-Aug-89	42°29	139°08	990	226.5	254.8	241.8	0.43	0.26				1	4	14	13	12	17	16	11	4	4	2	2	100
27-Aug-89	42°30	136°50	995	245.4	264.6	256.2	0.82	0.11				4	7	6	5	6	16	14	23	10	7	2		100
1989 total			10705	242.6	261.1	252.8	0.70	0.14																
20-Aug-90	40°19	133°31	1190	244.1	256.2	249.9	0.97	0.45	2	1	4	4	3	6	11	13	23	9	11	8	2	3		100
21-Aug-90	41°30	131°59	1990	244.4	264.2	256.9	0.77	0.16				1	1	2	10	20	25	16	18	3	4			100
24-Aug-90	41°30	134°39	1760	237.3	259.3	250.9	0.75	0.26			2		3	2	11	17	21	19	13	10		2		100
28-Aug-90	42°30	133°59	500	243.7	250.8	247.7	0.54	0.00					1		2	15	32	20	18	8	3		1	100
1990 total			5440	242.4	257.6	251.4	0.76	0.22																
29-Aug-91	42°30	139°10	1697	238.4	254.6	246.1	0.84	0.21			1	2	4	10	17	27	18	11	8	7	2	2	1	110
02-Sep-91	41°30	137°10	1995	250.3	271.1	262.1	0.89	0.31						4	6	13	17	22	22	10	8	5		107
03-Sep-91	42°30	136°50	1100	249.2	275.2	264.0	0.96	0.06					1	4	7	13	24	20	15	18	6	1		109
04-Sep-91	42°30	134°00	1992	235.5	247.6	241.9	0.54	0.00				1		4	21	41	28	11	3	3		1		113
05-Sep-91	41°30	134°40	1991	241.5	262.0	254.7	0.86	0.03			2	1	3	6	16	27	22	17	8	3	2			107
1991 total			8775	243.0	262.1	253.8	0.82	0.12																

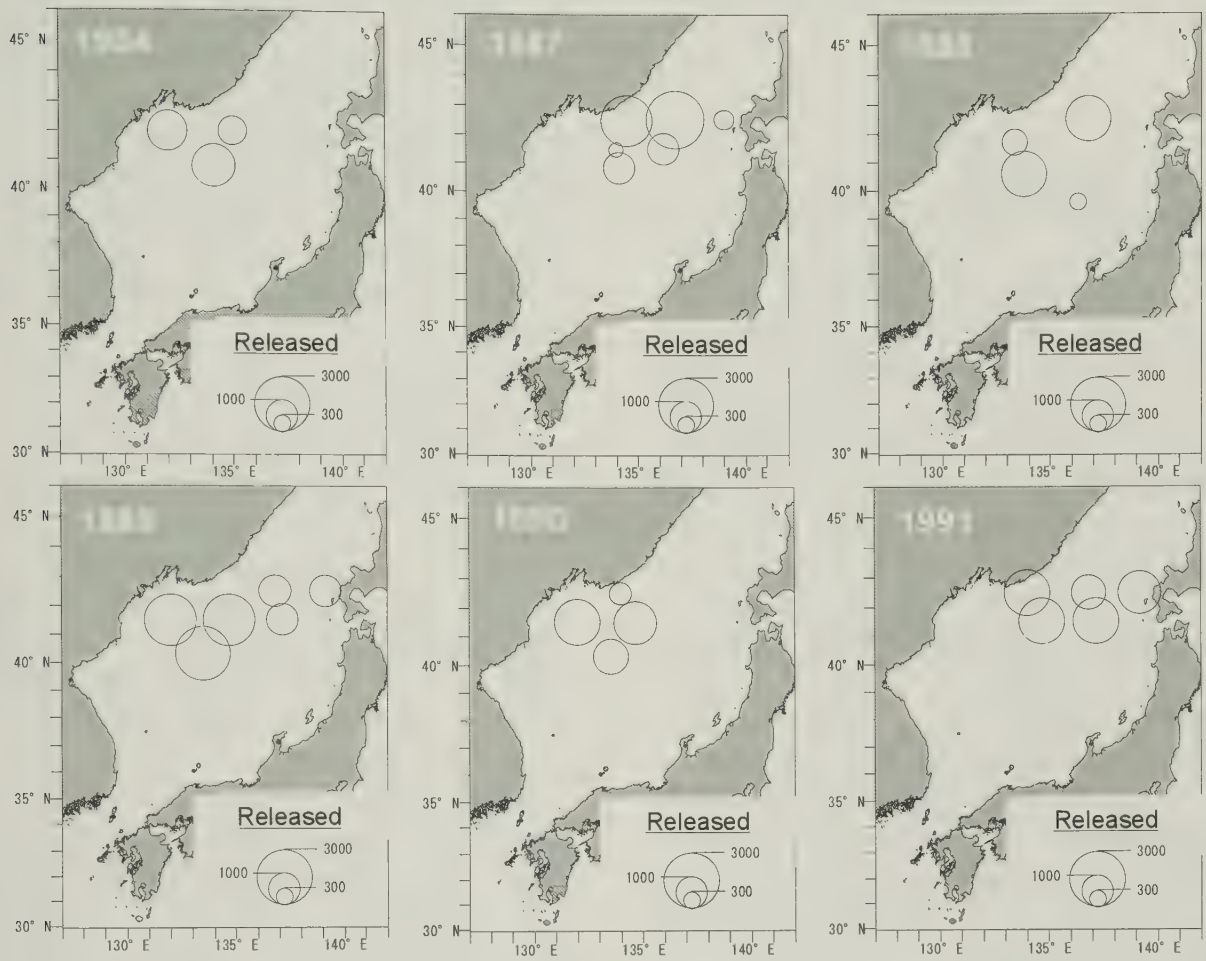


Fig. 19. Locations of stations where tagged squids were released in 1984, and from 1987 to 1991. In these figures, the area of circles represents the number of tagged squids released.

(*t*-test) し，88/89CRSによる産卵回遊時期の変化を調べた

結 果

1．分布・資源構造の変化

88/89CRS以前の平均分布 88/89CRS以前の1979～1988年（寒冷期）の平均分布図をFIg. 20に示す。スルメイカは北緯35度～44度の範囲で採集され，日本海の広い海域に分布していた。なお，北緯45度以北は，データが少なかった（調査を実施した年が30％未満）ため，平均値を図示していないが，88/89CRS以前のこの海域にもスルメイカは分布していた(補足資料)。分布の傾向として，沿海州南部沖のCPUEは20個体前後と他の海域よりも高く，この海域が寒冷期の6～7月におけるスルメイカの分布の中心であった。しかし，本州沿岸ではCPUEが低く，特に東北沿岸および北海道沿岸ではCPUEが5個体前後であり，分布密度が低かった。

外套背長17 cm未満のスルメイカ（FIg. 20b）は，能登半島西および北海道沿岸でCPUEが5前後であり，この付近の海域で最も多かった。しかし，全体的に分布密度は低く，沿海州南部沖で特に低かった。

外套背長17 cm以上18 cm未満のスルメイカ(FIg. 20c）は，ほぼ全域で分布が見られ，能登半島西および北海道沿岸で多い傾向があった。しかし，どの海域でも分布密度は低く，特に外套背長17 cm未満と同様に沿海州南部沖で低かった。

外套背長19 cm以上21 cm未満のスルメイカ(FIg. 20d)は，日本海のほぼ全域に広く分布していた。特に，沿海州南部沖および山陰沿岸を除く海域（主に北緯38度～北緯40度の海域）ではこの外套背長範囲のスルメイカの占める割合が高かった。外套背長21 cm以上23 cm未満のスルメイカ（FIg. 20e）も外套背長19 cm以上21 cm未満のスルメイカと同様に日本海のほぼ全域に広く分布していた。外套背長19 cm以上21 cm未満のスルメイカと比較して沿海州南部沖での分布密度が高く，この海域でもこの外套背長階級のスルメイカの占める割合が高くなっていた。しかし，山陰沿岸では逆に分布密度が低かった。

外套背長23 cm以上のスルメイカ（FIg. 20f）は，大和堆周辺海域から沿海州南部沖(主に亜寒帯冷水域)でCPUEが高く，この海域で分布密度が高かった。しかし，北緯40度以南の海域および北緯43度以北の海域ではCPUEが低く，この海域の分布密度は低かった。

88/89CRS以降の平均分布 88/89CRS以降の1989～2007年（温暖期）の平均分布図を，FIg. 21に示す。寒冷期同様，スルメイカは北緯35度～45度の日本海のほぼ全域に広く分布していた。全体的に寒冷期と比較して分布密度が高くなっていた。分布の傾向として，寒冷期同様，沿海州南部沖でCPUEが高かった。ただし，寒冷期よりも西方の東経133度の海域付近が中心となっており，北緯42度以北の沿海州沖では分布密度がやや低い傾向が見られた。また，寒冷期では示されていないが，北緯44度以北の道北沿岸でも分布密度が高かった。

外套背長17 cm未満のスルメイカ（FIg. 21b）は，道北沿岸でCPUEが20個体以上の海域も見られ，分布密度が高かった。また，西日本沿岸でもCPUEが5～10個体程度の分布が見られた。しかし，その他の海域ではほとんど分布していなかった。

外套背長17 cm以上19 cm未満のスルメイカ(FIg. 21c）も外套背長17 cm未満のスルメイカ同様に道北沿岸でCPUEが20個体以上であり，分布密度が高かった。また，佐渡周辺海域でも外套背長17 cm以上19 cm未満のスルメイカの占める割合は高く，CPUEが5～10個体程度であった。

外套背長19 cm以上21 cm未満のスルメイカ(FIg. 21d)は，日本海全体に広く分布していた。特に，北緯39度以南の対馬暖流域ではCPUEが10個体前後であり，比較的多く分布していた。ただし，北緯43度以北の海域では，外套背長19 cm以上21 cm未満のスルメイカの占める割合は低かった。

外套背長21 cm以上23 cm未満のスルメイカ(FIg. 21e）も，日本海中央部を中心に広く分布していた。特に，大和堆周辺海域から東経133付近の沿海州南部沖で分布密度が高かった。しかし，北緯43度以北の北海道沿岸ではCPUEが低く，ほとんど分布していなかった。外套背長23 cm以上のスルメイカ(FIg. 21f）は，21 cm以上23 cm未満のスルメイカ同様，大和堆周辺海域から東経133付近の沿海州南部沖で分布密度が高かった。特に，北緯40度，東経133度の沿海州南部沖で高かった。しかし，その他の海域では分布密度が低く，特に本州沿岸及び北海道沿岸にはほとんど分布していなかった。

基本的に，寒冷期も温暖期も外套背長によって主な分布海域が異なっていた。外套背長17 cm未満および17 cm以上19 cm未満の小型のスルメイカは，本州沿岸および道北沿岸に分布していた。外套背長19 cm以上21 cm未満のスルメイカは，沿海州南部を除く日本海のほぼ全域で見られ，21 cm以上23 cm未満および23 cm以上のスルメイカは日本海の中央部から沿海州南部沖の海域で多く見られた。

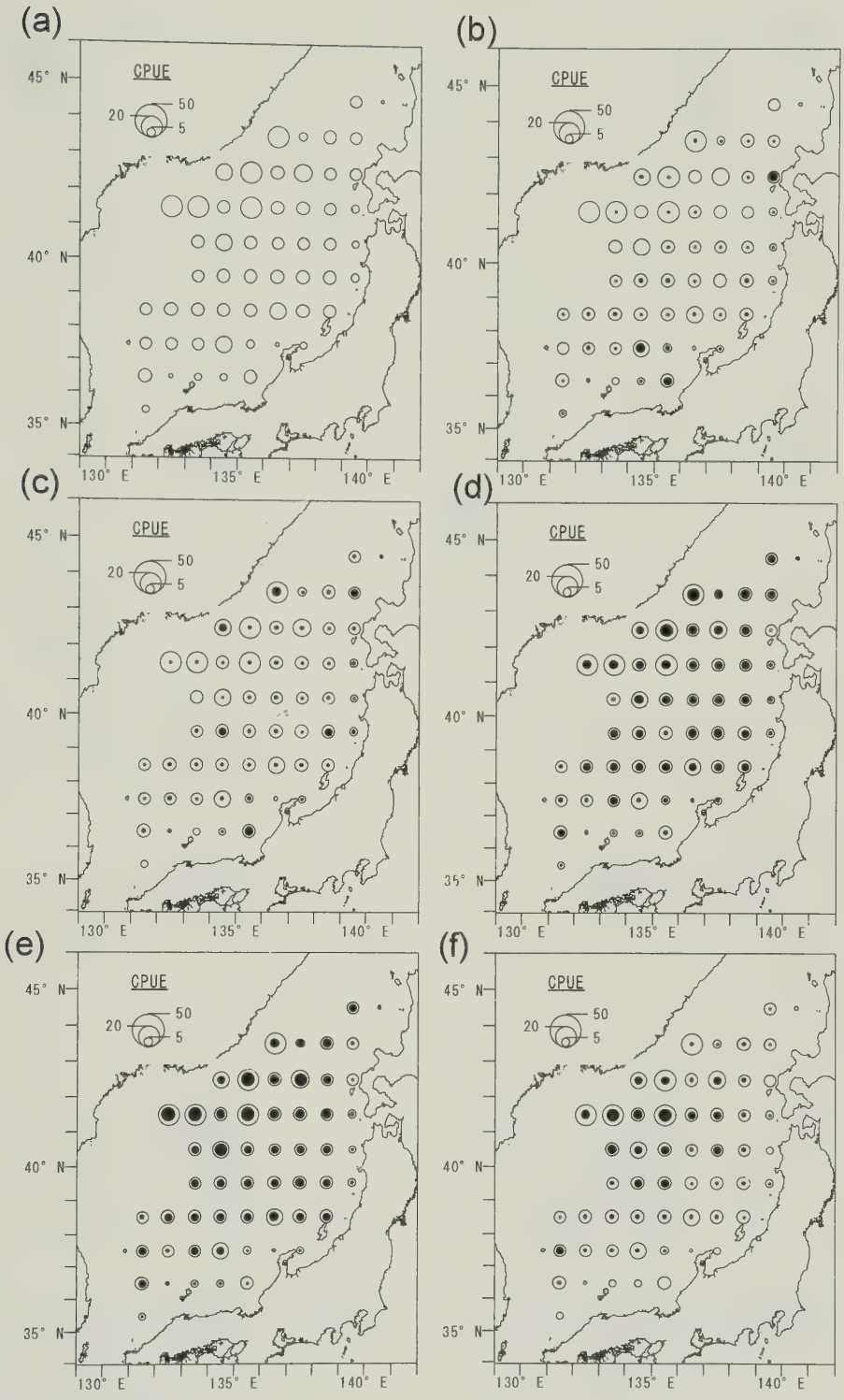


Fig. 20. Distribution map of the average CPUE obtained by the experimental jigging survey conducted in June and July 1979–1988 (before 88/89CRS). CPUE (number of individuals caught by a jigging machine in an hour) were averaged by 1° longitude × 1° latitude grids. In these figures, open circles represent CPUE for the total mantle length class, and closed circles represent CPUE of each mantle length class. (a) CPUE for all mantle length classes, (b) CPUE for <17 cm mantle length class, (c) CPUE for 17 cm–19 cm mantle length class, (d) CPUE for 19 cm–21 cm mantle length class, (e) CPUE for 21 cm–23 cm mantle length class, (f) CPUE for above 23 cm mantle length class.

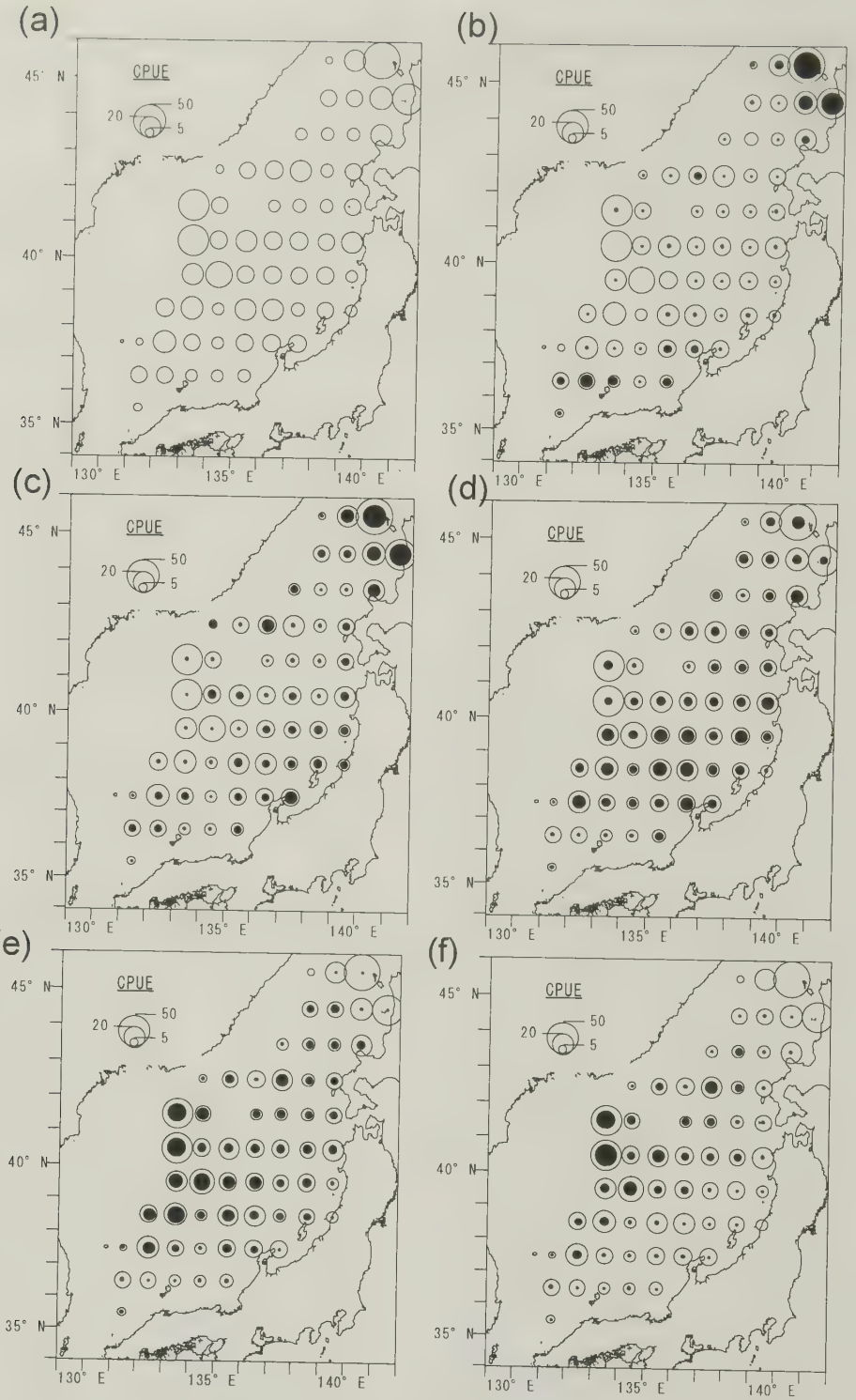


Fig. 21. Distribution map of the average CPUE obtained by the experimental jigging survey conducted in June and July 1989-2007 (after 88/89CRS). CPUE (number of individuals caught by a jigging machine in an hour) were averaged by 1° longitude × 1° latitude grids. In these figures, open circles represent CPUE for total mantle length classes, and closed circles represent CPUE of each mantle length class. (a) CPUE for all mantle length classes, (b) CPUE for <17 cm mantle length class, (c) CPUE for 17 cm–19 cm mantle length class, (d) CPUE for 19 cm–21 cm mantle length class, (e) CPUE for 21 cm–23 cm mantle length class, (f) CPUE for above 23 cm mantle length class.

分布海域の変化 温暖期と寒冷期の分布密度の変化を，各外套背長範囲について緯度経度１度毎にFIg. 22に示す。各海域におけるスルメイカの分布密度の変化を見ると，多くの海域で正の値を示しており，温暖期は全体的にスルメイカの分布密度が増加していた。寒冷期から温暖期にかけての増加量は海域によって異なっており，亜寒帯前線以南にあたる北緯40度以南の海域および北海道周辺海域では増加量が多く，CPUE で20（個体／台数／時間）程度の増加が見られた。一方，東経134度以西を除く沿海州南部沖の亜寒帯冷水域では，増加量が CPUE で５（個体／台数／時間）程度に留まっていた。さらに，北緯41度～43度，東経135度～138度の沿海州沖では増加が見られないか，海域よっては減少していた。

寒冷期～温暖期にかけての分布海域の変化を外套背長階級範囲別に見ると，17 cm 未満のスルメイカ（FIg. 22b）は山陰および道北海域で増加が見られ，17 cm 以上19 cm 未満のスルメイカ（FIg. 22c）は，道北海域を中心に本州沿岸で増加がみられた。寒冷期の調査点が少なかったため，北緯45度付近の変化は示していないが，北緯44度付近の変化から判断すると，北緯45度付近でも温暖期には外套背長17 cm 未満および17 cm 以上19 cm 未満のスルメイカはかなり増加したと予想される。

外套背長19 cm 以上21 cm 以下のスルメイカ（FIg. 22d）は，津軽海峡西および北緯40度以南の対馬暖流域で増加が見られた。外套背長21 cm 以上23 cm 未満（FIg. 22e）のスルメイカは東経135度以西の日本海中央部，23 cm 以上のスルメイカ（FIg. 22f）は，温暖期で多く見られた北緯40度，東経134度の海域で顕著に増加が見られた。

資源量指数の変化 調査船調査結果による資源量指数の経年変化を，FIg. 23に示す。資源量指数は，1980年代前半は減少傾向にあり，1980年の17.77個体から1986年は2.76個体に減少した。1987年以降は増加傾向に転じ，1998年に一時的に大きく減少したものの，1990年代は概ね10～20個体で推移した。2000年以降は20個体以上に増加し，2002年には25.04に達した。しかし，2003年以降は減少傾向となり，2007年は11.18個体となった。88/89CRS 以前（寒冷期：1979～1988年）と以降（温暖期：1989～2007年）の資源量指数の平均値の差を検定すると，寒冷期の平均値（8.01個体）と温暖期の平均値（14.81個体）の間には有意な差が見られ（$p<0.001$），寒冷期と温暖期における資源量水準の違いが示された。

各年の外套背長範囲別の資源量指数の経年変化を資源量指数と各外套背長階級範囲の占める組成比より計算した（FIg. 24）。外套背長範囲別の変化傾向として，外套背長17 cm 未満では，1981年（3.46個体）を除き，ほとんどが１個体未満であり，1980年代は低い値で推移した。1990年代以降は増加し，1997年および1998年の一時的な減少を除いて1.5～３個体の水準であった。

外套背長17 cm 以上19 cm 未満では1980年代は減少傾向にあり，1980年の3.11個体から1989年には0.20個体に減少した。1990年以降は増加し，1997年および1998年に減少したのを除くと，2000年前後には５～７個体の水準であった。外套背長19 cm 以上21 cm 未満も同様に，1980年代は減少傾向であり，1980年の4.24個体から1989年には0.69個体に減少した。1990年以降は増加に転じ，1998年に一時的な現象が見られるものの，1990年代以降は概ね３～７個体の水準で推移した。

外套背長階級21 cm 以上23 cm 未満では，1980～1986年にかけて資源量指数が減少し，1986年には0.91個体となった。1987年以降は増加に転じ，1996年，1998年，2007年には単年的な減少が見られるが，概ね３～６個体で推移した。外套背長階級23 cm 以上の資源量指数も，1980年から1986年にかけて資源量指数が減少し，1986年には0.30個体となった。1987年以降は増加し，1989年には3.75個体となった。その後は，1997年に一時的に大きく増加が見られるものの，1990年代以降に他の外套背長階級の資源量指数ほど顕著な増加は見られず，資源量指数も１～３個体の水準で推移した。

各外套背長範囲における CRS 以前（寒冷期：1979～1988年）と CRS 以降（温暖期：1989～2007年）の資源量指数の平均値を検定すると，17 cm 未満では寒冷期の平均値（0.84個体）と温暖期の平均値（1.71個体）の間には有意差が認められた（$p<0.05$）。また，外套背長階級17 cm 以上19 cm 未満および19 cm 以上21 cm 未満では，寒冷期の平均値（1.36および2.54個体）と温暖期の平均値（3.18および4.18個体）の間には１％水準で有意差が認められた（$p<0.01$）。しかし，外套背長階級21 cm 以上23 cm 未満および23 cm 以上では，寒冷期と温暖期の平均値の間に有意差は認められなかった。

以上のように，日本海におけるスルメイカの資源量は，1980年代前半は減少傾向にあり，1980年代後半以降に増加した。しかし，外套背長範囲によって資源量指数の変化傾向はやや異なっていた。外套背長が21 cm 以下では1989年まで減少し，1990年以降に増加したのに対し，外套背長が21 cm 以上では1986年まで減少した後，1987年以降に増加した。また，外套背長21 cm 以下では寒冷期と温暖期では資源量指数の平均値に有意差が認められたが，外套背長階級が21 cm 以

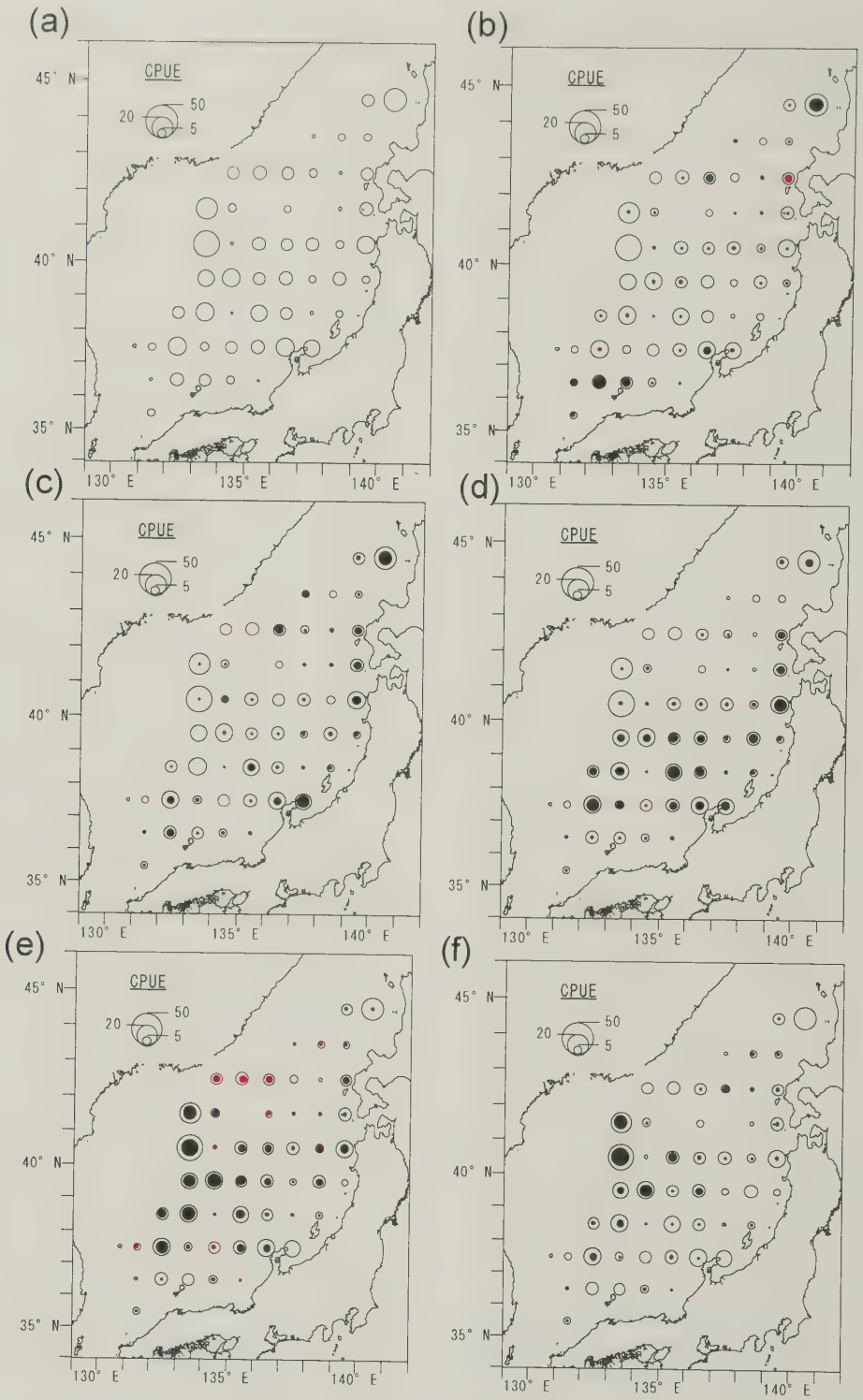


Fig. 22. Distribution map of the differences between 1979–1988 (before 88/89CRS) and 1989–2007 (after 88/89CRS) in CPUE averaged by 1° longitude × 1° latitude grids. Differences in CPUE are shown as increments that were obtained by subtracting the average CPUE in 1979–1988 from that in 1989–2007. Open circles represent CPUE for the total mantle length class, and closed circles represent CPUE of each mantle length class. (a) CPUE in all mantle length classes, (b) CPUE in <17 cm mantle length class, (c) CPUE in 17 cm–19 cm mantle length class, (d) CPUE in 19 cm–21 cm mantle length class, (e) CPUE in 21 cm–23 cm mantle length class, (f) CPUE in above 23 cm mantle length class. CPUE is number of individuals caught by a jigging machine in an hour. Red circles mean negative values.

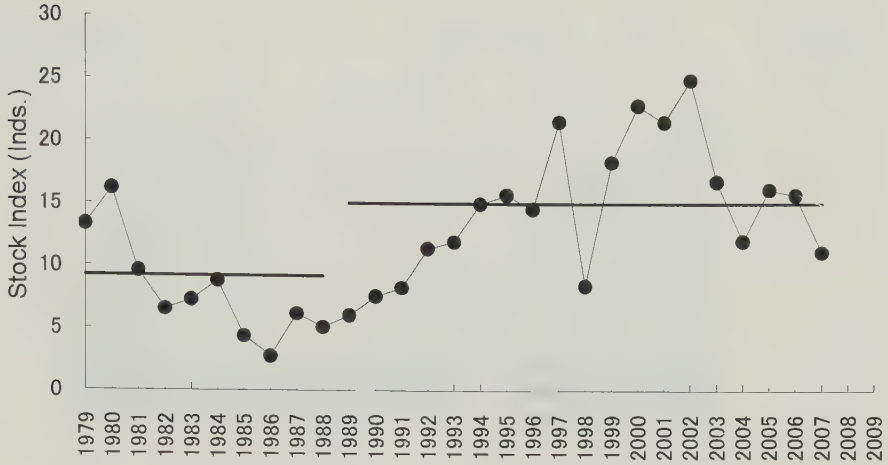


Fig. 23. Trend in the stock index of 1979–2007. Horizontal lines represent the average stock indices of 1979–1988 and 1989–2007.

上では有意差は認められず，明瞭な資源量水準の増加は検出されなかった。

各年の資源量指数における各外套背長階級範囲の割合の変化を，FIg. 25に示す。外套背長が17 cm 未満および17 cm 以上19 cm 未満の占める割合は，1981年を除き，1980年代は概ね20 % 以下であり，1989年には5 % 程度に減少した。しかし，1990～1996年にかけて全体に占める割合が増加し，1996年には約50 % に達した。1997年および1998年には一時的に20 % 以下に低下したが，その後は1980年代よりも高い値（30～40 %）で推移した。

一方，外套背長19 cm 以上21 cm 未満の占める割合は，1989年に10 % 程度に低下した以外はほぼ20 % 前後で安定していた。外套背長21 cm 以上23 cm 未満および23 cm 以上の占める割合は，1980年代は1981年を除き，50 % 前後を占め，1989年には約80 % となった。しかし，1990年以降，外套背長21 cm 以上23 cm 未満および23 cm 以上の占める割合は減少し，1990年代半ば以降は，1997年および1998年を除くと30～40 % となり，2007年は20 % を下回った。

1981年，1989年，1997年および1998年で見られるように各外套背長範囲が占める割合が，単年的に前後の年と大きく異なる年がみられたものの，中長期的な傾向として，1980年代は外套背長21 cm 以上の大型の個体の占める割合が高かったのに対し，1990年代以降は大型の個体の占める割合が低下した。その代わり，1990年代は外套背長19 cm 未満の小型の個体の占める割合が増加した。

次に，資源量指数で重み付けした寒冷期（1979～1988年）と温暖期（1989～2007年）の外套背長組成をFIg. 26に示す。寒冷期は21 cm 階級にモードをもつ組成であり，温暖期は寒冷期よりも1 cm 小さい20 cm 階級にモードをもつ組成であった。各外套背長階級の資源量指数の差は17～19 cm 階級で0.9個体前後であり，この外套背長階級で最も高い増加が見られた。増加率で見ると，16および17 cm 階級で166 % の増加率を示し，この範囲の増加率が最も大きかった。しかし，外套背長階級が20 cm 以上では寒冷期から温暖期にかけての増加は各階級あたり0.5個体以下，増加率も50 % 以下に留まった。

2．回遊経路の変化

再捕位置と回遊経路　Table 7に，標識放流したスルメイカの再捕個体数を旬別に示す。再捕報告は放流翌日から得られたが，時間の経過とともに減少した。特に10月下旬以降は再捕数が急速に少なくなった。各年の再捕率は1.75～8.535 % であり，1987～1991年には再捕率が低下する傾向があった（n=5，p<0.05）。

1984年の旬別再捕位置をFIg. 27に示す。1984年8月上旬および中旬は，ほとんどの再捕報告が放流海域である沿海州南部沖の亜寒帯冷水域（水深50 m の水温5 ℃以下（Kasahara, 1978））より得られた。8月下旬になると，放流した沿海州南部沖に加えて，北緯35度東経134度の兵庫県沿岸でも再捕報告が得られた。兵庫県沿岸は水深50 m の水温が20℃以上であり，亜寒帯冷水域から暖水域への移動が見られた。9月上旬

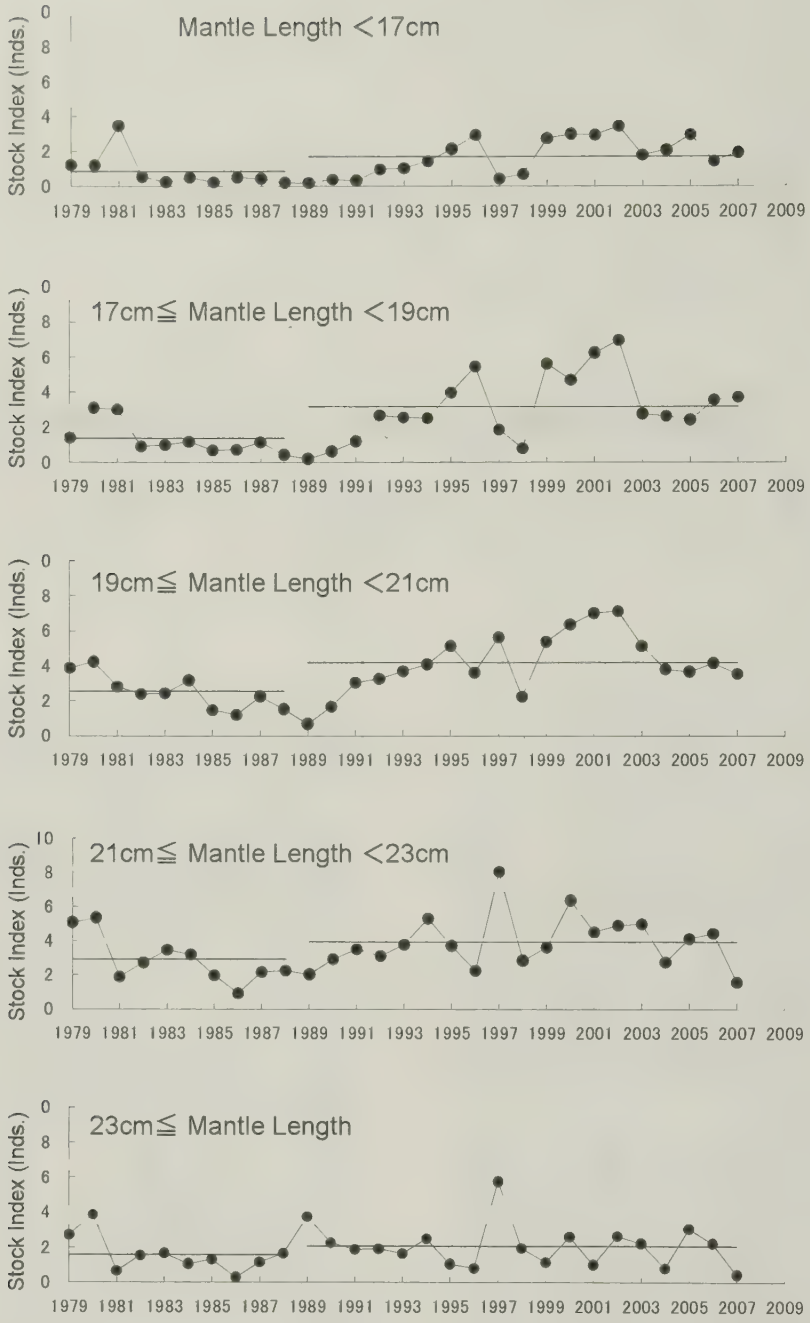

Mantle Length <17cm
17cm≦ Mantle Length <19cm
19cm≦ Mantle Length <21cm
21cm≦ Mantle Length <23cm
23cm≦ Mantle Length
Stock Index (Inds.)
1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997 1999 2001 2003 2005 2007 2009

Fig. 24. Trends in stock indices of 1979–2007 for mantle length class: (a) <17 cm mantle length class, (b) 17 cm–19 cm mantle length class, (c) 19 cm–21 cm mantle length class, (d) 21 cm–23 cm mantle length class, (e) above 23 cm mantle length class. Horizontal lines represent the average stock indices of 1979–1988 and 1989–2007.

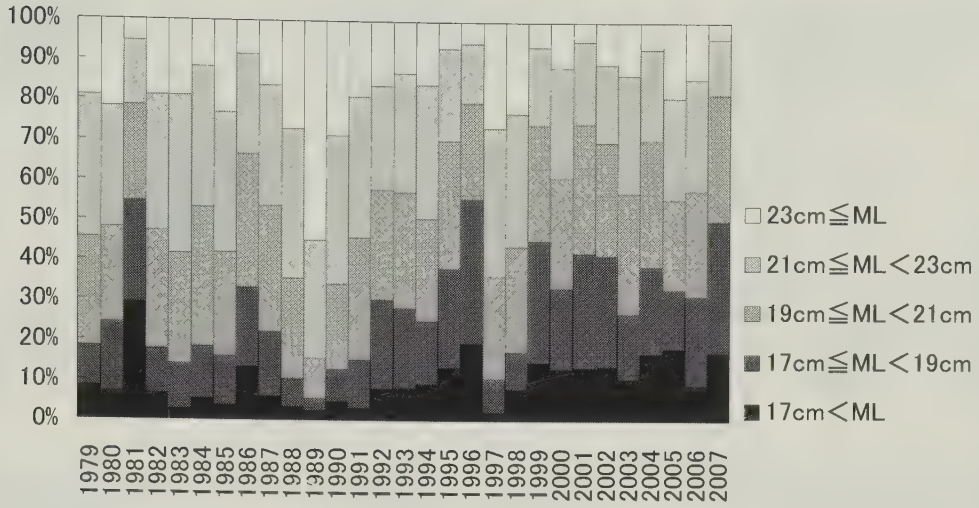


Fig. 25. Change in the mantle length class composition (%) in 1979-2007.

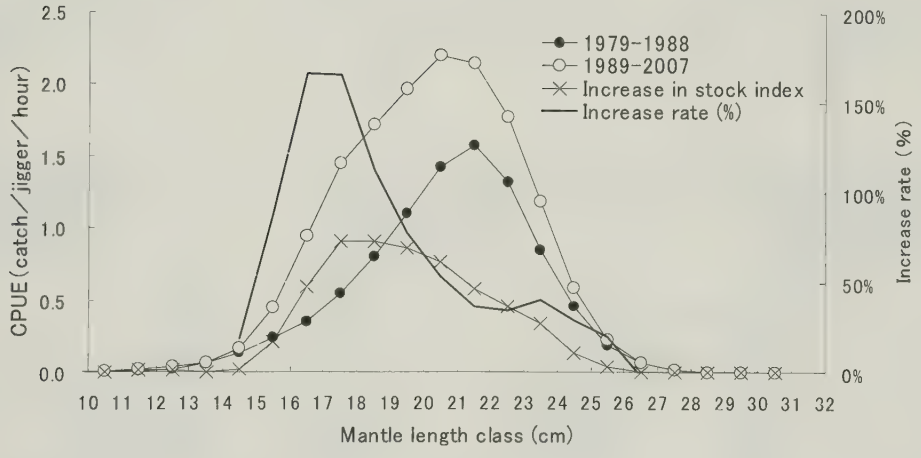


Fig. 26. Average stock indices in 1979-1988 (before 88/89CRS) and in 1989-2007 (after 88/89CRS) by 1cm mantle length class. In this figure, *represents* 1979-1988, ○ represents 1989-2007, and a heavy line represents an increment of stock index, which is obtained by subtracting average CPUE in 1979-1988 from average CPUE in 1989-2007.

Table 7. Changes in the number of recaptured squid in 1984 and 1987-1991

Date	Number of recaptures	Recapture rate (%)	Jul. ~31	Aug. 1~10	Aug. 11~20	Aug. 21~31	Sep. 1~10	Sep. 11~20	Sep. 20~30	Oct. 1~10	Oct. 11~20	Oct. 21~	N.D.	Total
29-Jul-84	151	8.89%	10	51	15	25	17	19	8	3	2	1		151
30-Jul-84	130	8.70%		81	20	10	4	6	4	1	3	1		130
31-Jul-84	65	7.51%		20	6	12	9	9	8	1				65
1984 total	346	8.53%												
25-Jul-87	98	9.80%	23	36	12	13	3	5	1	1		4		98
26-Jul-87	36	18.00%	7	16	5	6			1	1				36
27-Jul-87	98	9.80%		13	38	16	11	8	8	4				98
29-Jul-87	33	8.25%		4	3	9	7	2	5		1	2		33
30-Jul-87	370	11.21%		25	131	83	42	31	30	15	3	9	1	370
31-Jul-87	231	9.24%		32	70	85	12	15	8	4	3	2		231
1987 total	866	6.95%												
19-Aug-88	14	4.70%					5	2	3	4				14
20-Aug-88	124	6.27%				10	20	22	34	28	8	2		124
21-Aug-88	32	4.57%				6	5	4	7	9		1		32
24-Aug-88	128	6.40%				4	38	22	18	30	12	4		128
1988 total	298	5.99%												
21-Aug-89	103	3.71%				18	42	11	17	8	3	4		103
22-Aug-89	174	7.04%				85	49	10	10	13	2	4	1	174
23-Aug-89	71	2.86%				17	10	8	16	15	1	3	1	71
24-Aug-89	12	1.21%				1		1	1	4	1	4		12
26-Aug-89	16	1.62%					6	3	3	2	1	1		16
27-Aug-89	40	4.02%				1	16	9	8	1	2	3		40
1989 total	416	3.89%												
20-Aug-90	11	0.92%				3		2	1	3	2			11
21-Aug-90	22	1.11%				6	8	2	4	1		1		22
24-Aug-90	50	2.84%				3	17	13	4	4	5	3	1	50
28-Aug-90	12	2.40%					2	5	1	1	1	2		12
1990 total	95	1.75%												
29-Aug-91	54	3.18%					28	15	1	7	2	1		54
02-Sep-91	56	2.81%					31	8	2	6	3	3	3	56
03-Sep-91	21	1.91%					2	15	2	2				21
04-Sep-91	17	0.85%					1	4	4	4	2	2		17
05-Sep-91	20	1.00%					1	9	3	5	1	1		20
1991 total	168	1.91%												

および中旬でも，兵庫県沿岸と北緯40度付近の亜寒帯冷水域で再捕が見られるが，兵庫県沿岸での再捕割合が高かった。9月下旬以降は，ほとんどの再捕報告が北緯40度以南，水深50 mの水温が15℃以上の暖水域から得られた。

1987年の旬別再捕位置をFIg. 28に示す。1987年8月上旬から下旬にかけて，ほとんどの再捕報告が放流海域である沿海州南部沖の亜寒帯冷水域より得られた。9月上旬になると沿海州南部沖に加えて，北緯35度東経134度の兵庫県沿岸でも再捕報告が得られ，亜寒帯冷水域から暖水域への移動が見られた。さらに，9月中旬～下旬にかけて亜寒帯冷水域における再捕報告が減少し，10月以降の再捕報告は兵庫県沿岸の暖水域から得られた。

1988年の旬別再捕位置をFIg. 29に示す。1988年は8月下旬から9月上旬に標識放流を行った。放流直後の8月下旬は，放流した沿海州南部沖の冷水域から再捕が得られた。9月上旬には，放流した海域付近に加え，水深50 mの水温が20℃以上の兵庫県沿岸の暖水域からも再捕があり，急速に南方に移動した。9月下旬以降は亜寒帯冷水域での再捕報告はなくなり，全て本州沿岸の暖水域から再捕報告が得られた。

1989年の旬別再捕位置をFIg. 30に示す。1989年も1988年同様，8月下旬から9月上旬に標識放流を行った。放流直後の8月下旬は1988年同様放流した沿海州南部沖の亜寒帯冷水域から再捕報告が得られた。しかし，1988年と異なり，9月上旬～9月下旬にかけても8月下旬同様に放流を行った沿海州南部沖，および北緯40度の大和堆付近での再捕報告がほとんどであり，本州沿岸の暖水域へ移動する状況は見られなかった。10月上旬になると，大和堆付近に加えて水深50 mの水温が20℃以上の山陰沿岸でも再捕報告が得られるようになり，魚群の南方への移動が見られた。10月中旬および下旬では再捕報告は少ないものの，山陰沿岸か

Fig. 27. Shifts in recapture sites and the number of recaptures in 1984. Distribution of water temperature at 50 m deep is shown by thin lines. ● represent the location of the stations where tagged squid were released (see Table 5 for release details). The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

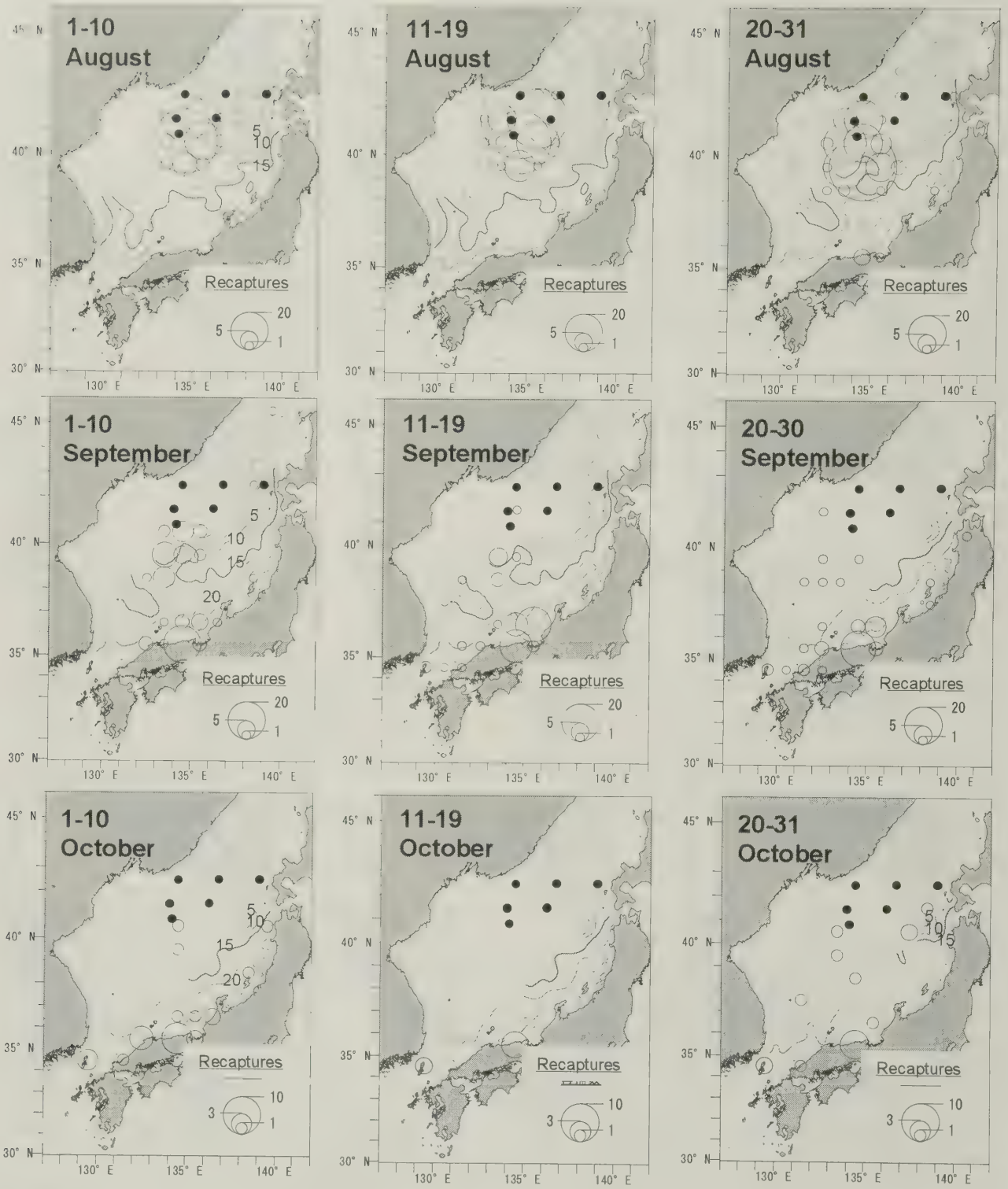


Fig. 28. Shifts in recapture sites and the number of recaptures in 1987. Distribution of water temperature at 50 m deep is shown by thin lines. ● represent the location of the stations where tagged squid were released (Table 5). The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

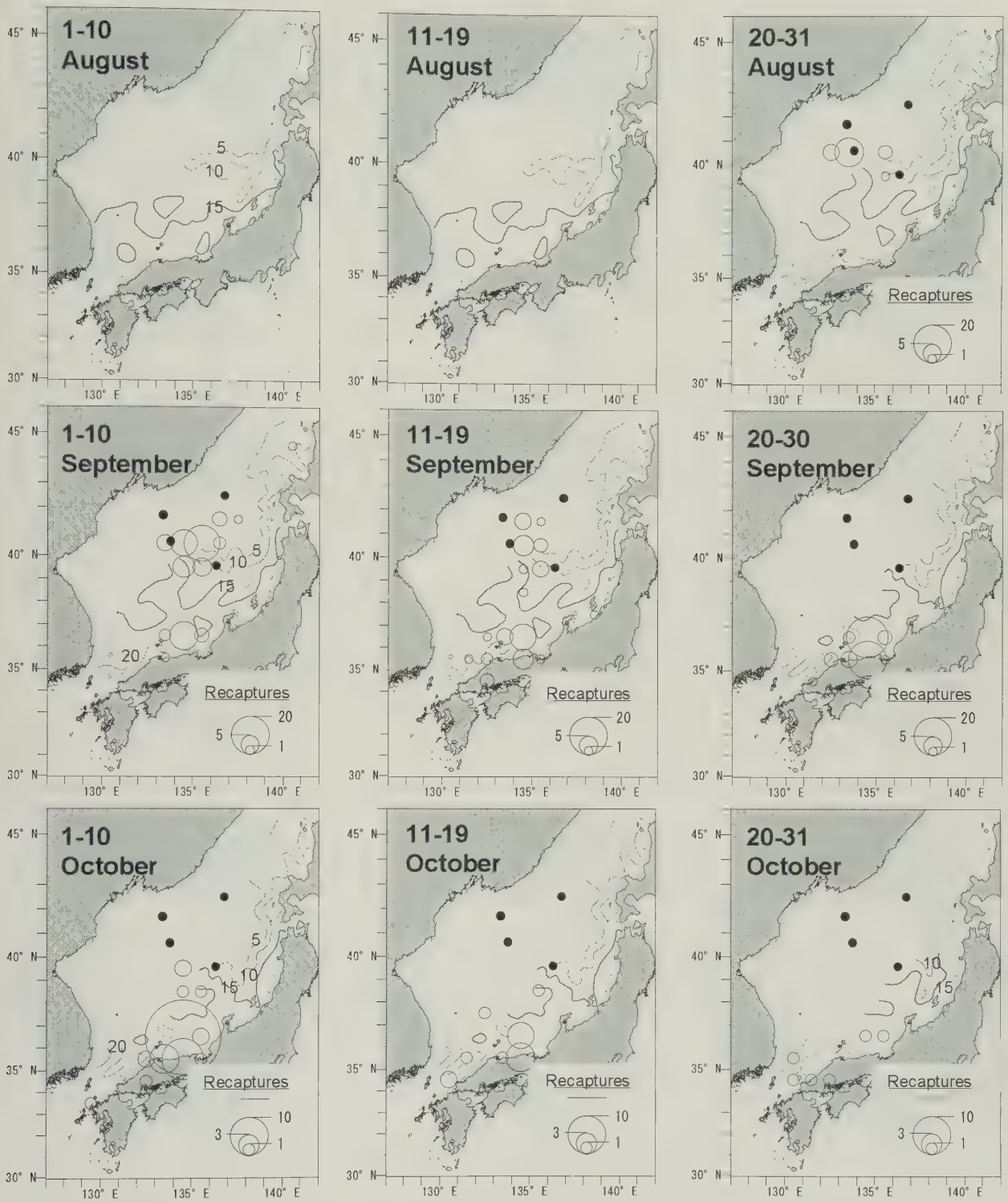


Fig. 29. Shifts in recapture sites sand the number of recaptures in 1988. Distribution of water temperature at 50 m deep is shown by thin lines. ● represent the location of the stations where tagged squid were released (Table 5). The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

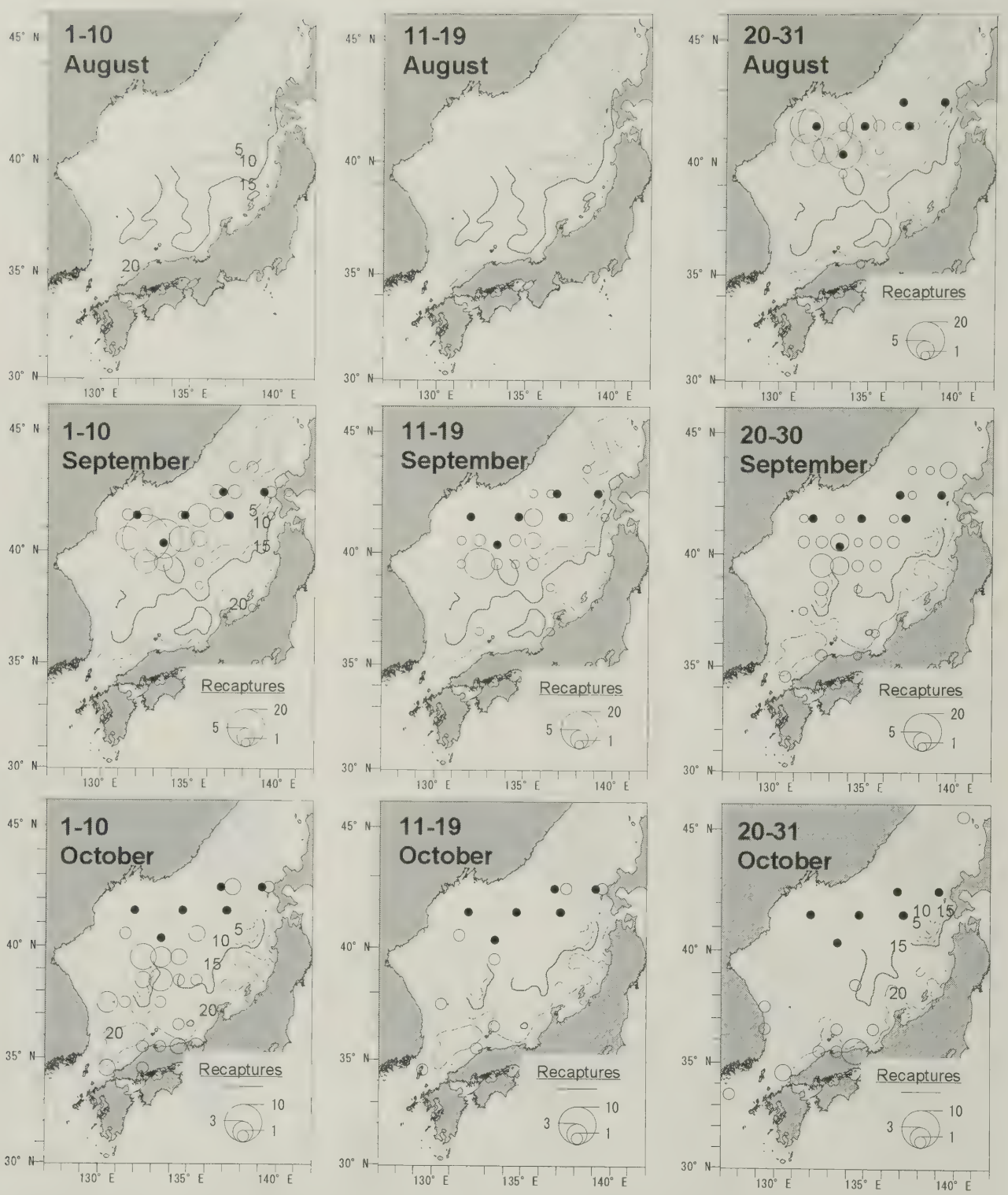


Fig. 30. Shifts in recapture sites and the number of recaptures in 1989. Distribution of water temperature at 50 m deep is shown by thin lines. ● represent the location of the stations where tagged squid were released (Table 5). The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

Fig. 31. Shifts in recapture sites and the number of recaptures in 1990. Distribution of water temperature at 50 m deep is shown by thin lines. ● represent the location of the stations where tagged squid were released (Table 5). The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

Fig. 32. Shifts in recapture sites and the number of recaptures in 1991. Distribution of water temperature at 50 m deep is shown by thin lines. ● represent the location of the stations where tagged squid were released (Table 5). The area of ○ represents the number of recaptures by 1° longitude × 1° latitude grids.

ら対馬海峡付近の暖流域で再捕されるようになった。しかし，1984～1988年に見られたような北緯35度東経134度付近の兵庫県沿岸に再捕報告が集中する状況は見られなかった。

1990年の旬別再捕位置をFIg. 31に示す。1990年は，放流直後の8月下旬から放流海域付近の亜寒帯冷水域で再捕され，9月中旬まで対馬暖流域への移動は見られなかった。その後，9月下旬から10月上旬にかけて，放流海域の南に位置する大和堆付近で再捕報告が得られ，10月中旬および下旬には，山陰沿岸の水深50 mの水温が15℃以上の暖水域で再捕報告が得られた。

1991年の旬別再捕位置をFIg. 32に示す。1991年は，主に9月上旬に標識放流調査を行った。放流直後の9月上旬は，放流海域付近の亜寒帯冷水域で多く再捕報告が得られた他，一部北海道沿岸でも再捕された。9月中旬から10月中旬には，再捕位置が亜寒帯前線沿いに南西に移動したが，本州沿岸の暖水域では再捕が得られなかった。10月下旬には対馬付近および山陰沿岸で再捕され，暖水域への南下が見られた。

以上の年別の再捕報告から，魚群の移動の特徴を整理すると，8月の再捕報告は，1984年の8月下旬を除き，どの年も標識放流を行った亜寒帯冷水域で得られており，8月には魚群の大きな移動は見られなかった。9月の再捕報告は，1984～1988年は水深50 mの水温が5℃以下の亜寒帯冷水域に加えて，水深50 mの水温が20℃以上の兵庫県を中心とした山陰沿岸でも多く得られた。特に，9月下旬では亜寒帯前線付近での再捕数よりも山陰沿岸での再捕数が多く，沖合で放流したスルメイカは9月に南方へ大きく移動していた。しかし，1989～1991年は9月の再捕報告が主に亜寒帯冷水域および北緯40度付近の亜寒帯前線付近（水深50 mの水温5～10℃）で多く得られたが，暖水域での再捕はほとんどなく，亜寒帯冷水域から暖水域への魚群の移動は見られなかった。

10月は再捕報告数が大きく減少したものの，1984～1988年では亜寒帯冷水域の再捕数に比べ山陰沿岸の暖水域での再捕数の割合が高く，再捕報告が暖水域のみから得られた場合もあった。一方，1989～1991年では，9月同様，亜寒帯冷水域および亜寒帯前線付近での再捕が多いものの，山陰沿岸の暖水域での再捕報告もあり，南方へ移動する状況も見られた。しかし，1984～1988年の再捕結果で見られたような兵庫県沿岸に再捕報告が集中する状況は見られなかった。

平均再捕位置の変化　各年の再捕報告が得られた海域の平均緯度の旬別変化をFIg. 33に示す。8月下旬では，1984～1988年は40.50～41.25°N，1989～1991年は41.11～42.90°Nであった。9月では，1984～1988年は上旬から下旬に大きく低下し，9月下旬には36.89～37.74°Nとなった。しかし，1989～1991年では，9月でも大きな南方への移動は見られず，9月下旬は

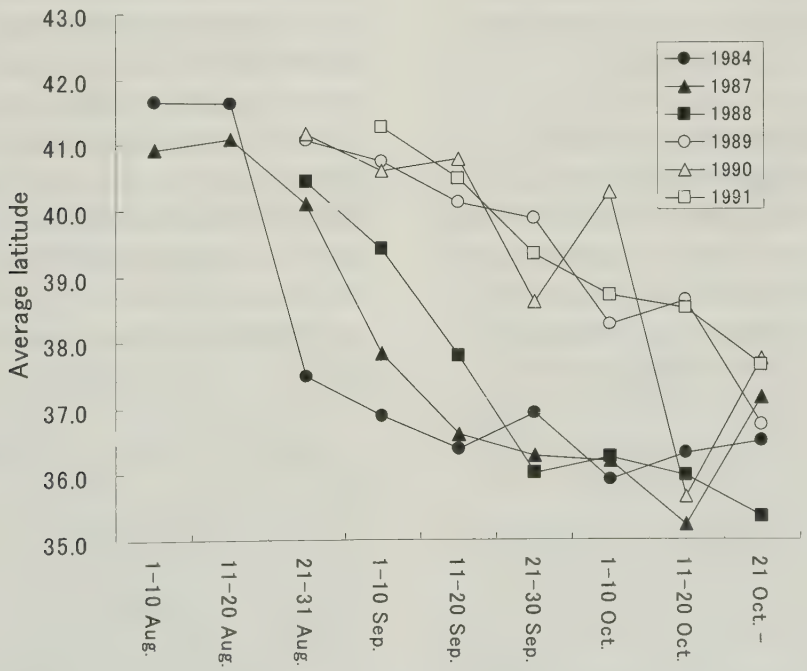


Fig. 33. Changes in the average latitude of recapture sites in 1984-1991.

39.88～40.67°N であった

1984～1988年は，10月も再捕位置の平均緯度が低く経過し，10月中旬には35.43～36.33°N と最も低くなった。10月下旬はやや北上し，36.83～37.93°N となった。一方，1989～1991年では，10月以降は徐々に南下し，10月下旬以降には37.32～37.92°N となった。

88/89CRS を境とした平均再捕位置は，8月下旬には差は見られなかった。しかし，9月上旬では1984～1988年の平均再捕位置が大きく南に移動し，1989～1991年の平均再捕位置との間に，有意差（$p<0.05$）が認められた。9月中旬から10月上旬でも同様に1984～1988年の再捕位置は1989～1991年の再捕位置よりも南にあり，有意差が認められた（$p<0.01$）。しかし，10月中旬および下旬では，1989～1991年の再捕位置も南下し，再び有意差が認められなくなった。このように，1988／89年の CRS 前後では，9～10月中旬におけるスルメイカの再捕緯度が異なっており，日本海沖から産卵場へ移動する時期が異なっていた。

考　察

1．分布・資源構造の変化

第1章では，夏季の日本海では発生時期や成長および回遊経路が異なる複数の群が存在することを示した。これらは外套背長組成範囲に重複が見られるものの，前年の10～11月に生まれた沖合域の亜寒帯冷水域分布する群は外套背長21 cm 以上であり，同じ時期に生まれても沿岸の暖水域に分布する群は18～22 cm であった。また，前年の12月に生まれた個体は16～19 cm であったことから，外套背長によって，これらの群のおおよその区分が可能と考える。

本章で示した寒冷期と温暖期の平均分布図では，資源が減少した寒冷期と資源が増加した温暖期においても第2章で示したように，沿岸の暖水域には主に外套背長18～22 cm，沖合の冷水域には外套背長21 cm 以上，および北部海域では外套背長16～19 cm のスルメイカが分布しており，資源水準による変化は見られなかった。第2章で区分した資源構造をあてはめると，資源水準の変化にかかわらず，夏季の日本海沖合域には10～11月生まれの成長が良好な群が分布し，沿岸には同じ発生時期ながらも成長が遅い群が分布，さらに道北以北の日本海北部海域には主に12月に生まれた群が分布していたと判断される。

マイワシ（黒田，1991；和田，1988）やカタクチイワシ（渡邊，高橋2007）の例でも見られるように，浮魚資源では，一般に資源の増大とともに分布回遊域が顕著に拡大する傾向がある。しかし，スルメイカでは，資源水準の変化によって各発生時期の群の分布域が，大きく拡大，縮小する傾向は見られず，発生時期によって分布域および分布範囲がある程度規定されていることを示している。つまり，10～11月に生まれた群の資源量の増大によってこの群の分布域が，12月に生まれた群が分布する道北海域，さらには太平洋側にまで拡大することはないと考える。

各海域に分布するスルメイカの外套背長組成は，CRS によって大きく変化していなかったが，外套背長範囲によって資源量指数の変化には違いが認められた。資源水準が増加した1980年代から1990年代にかけて外套背長21 cm 以上では CRS を境とした有意な資源水準の増加が見られなかった。このことは10～11月生まれの群でも亜寒帯冷水域に分布する沖合群では寒冷期と温暖期における資源量指数の平均値に差が検出されず，資源の増加が明瞭ではなかったことを示している。それに対し，外套背長19 cm 以上21 cm 未満の範囲では有意な変化が認められ，同じ10～11月に生まれた群でも対馬暖流域に分布する沿岸群では明らかな増加が見られた。また，外套背長17 cm 以上19 cm 未満の範囲では増加が著しく，北部海域に分布する主に12月生まれた群は著しく増加し，80年代から90年代にかけての資源量の増加に大きく寄与していたと判断される。つまり，1990年代の日本海におけるスルメイカの変動特性として，主発生時期の12月までの拡大によって，12月に生まれた群の分布域である北部海域で著しい資源増加があったと考える。

以上のように，日本海におけるスルメイカの特性として，寒冷期では主産卵時期は10～11月のみであるが，温暖期に移行すると，12月に生まれた群が増大することによって主要な発生時期が10～12月に拡大し，特に道北海域で資源量が増大するとともに全体の資源量が増大したと考えられた。このことは，発生時期によってスルメイカの環境に対する応答が異なり，資源量の変化とともに資源構造が変化したことを示している。また，同じ10～11月に生まれたスルメイカであっても，亜寒帯冷水域に分布するスルメイカ（外套背長主に21 cm 以上）では資源水準の増加が明瞭でなかったのに対し，暖水域に分布するスルメイカ（外套背長主に19 cm 以上21 cm 未満）では資源量指数が大きく増加しており，同じ発生時期でも分布海域によって CRS による応答の違いも認められた。

単年生のイカ類では，海洋環境の変化による加入量変動へのリスク分散戦略として，産卵・発生時期の分散があり，それに伴う産卵時期および分布海域が異なるマイクロコホートが存在することが想定されている（Boyle and Rodhouse, 2005）。これらマイクロコホー

トは産卵発生時期および産卵時期が異なり，さらには依存する海流系によって輸送環境が異なる。そのため，海洋環境による応答特性もそれぞれの発生時期によって異なり，海洋環境の変化に対するイカ類の加入量の変化や安定性に関わっていると想定されている（O' Dor, 1998）。このようなイカ類特有の生活史戦略および発生時期による海洋環境の応答の違いは，年々の海洋環境の変化に加え，CRS によるスルメイカの資源変動に伴う資源構造の変化として現れることも想定される。2章では，発生時期や分布海域および成長の違いをもとに，これまでの季節別発生群よりも細かい単位で群区分したが，本章の結果では，これらの各群は海洋環境の変化に対し，それぞれに異なる応答を示していることが示された。つまり，上記のマイクロコホート的な役割を示す群単位に相当すると判断され，資源量の変化および安定性に関わっていると想定される。

では，なぜCRSによって日本海が温暖化すると12月に生まれたスルメイカの資源が特に増加し，またその後の1990年代以降の1～3月に生まれたと推定される冬生まれ群の増加（Sakurai *et al.*, 2000；森，2006）に繋がったのであろうか。このことは，スルメイカの資源変動機構を解明する上での重要な要素と考える。

近年，稚仔魚の生残機構を解明する試みとして，海流による輸送シミュレーションを用いた研究が発展してきた（小松，笠井，2007）。スルメイカでも，藤井ら（2004）によって海洋動態モデルを用いたスルメイカ幼生の輸送シミュレーションが行われている。この手法を用いたスルメイカの海洋環境の変化による資源変動機構を解明する試みとして，まず，1980年代と1990年代の日本海の海洋環境の平均的な流動場を数値モデルによる再現が行われた（渡邊ら，2007）。さらに，輸送環境による死亡条件を与えて1980年代と1990年代におけるスルメイカの生残状況の変化を再現する研究も行われている（渡邊ら，2007）。試行例では，1990年代では亜寒帯前線が北に後退したことによって対馬暖流の特に沖合分枝が蛇行しやすいように変化し，暖水域に取り込まれやすくなったことから，12月に生まれたスルメイカの生残率が1990年代に急速に向上する試算結果が得られている（渡邊ら，2007）。孵化幼生の暖水渦への取り込みの影響は，Gulf Stream におけるカナダイレックスでも想定されており（Dawe *et al.*, 2000），暖水渦による取り込みが初期生残率を向上させ，加入量を多くする。このような暖水渦による取り込みは，海流による輸送過程がアカイカ類の生残率に影響を与える共通の要因として注目される。

2．回遊経路の変化

本研究で用いた標識放流調査の再捕結果では，1987～1991年にかけて再捕率が低下する傾向があった。これまで，スルメイカの再捕報告率は，資源水準が高い年代は再捕報告率が低く，資源水準が低い年代は再捕報告率が高い傾向が見られている（Nagasawa, 1993）。なお，資源水準が高い近年の日本海沖合域における標識放流調査の再捕率（第2章の結果）は1％以下であった。資源水準と再捕率の関係には，漁獲率の変化による影響もあるが，漁業者による再捕個体への検出・対応率が大きく影響すると考えられる。すなわち，資源の低水準期は漁獲量が少なく，操業中の作業に時間的な余裕があることから，標識の検出・対応率が高い。しかし，漁獲量が増加すると，漁獲物中の標識に対応する時間的余裕が減少し，標識の検出・対応率が減少し，結果的に再捕報告率を低くする。さらに資源が低水準期には，漁業者がより多くの情報を収集する意欲が高く，調査への協力が積極的になることも予想される。

スルメイカの資源量は1987年以降増加傾向にあり，本研究で用いた1987年以降の再捕率の低下は資源量の変化に伴う一般的な傾向を反映していると考える。しかし，このような要因による再捕率の変化はどの海域でも同様に働くことが想定され，再捕結果をもとに分布・回遊経路を解析する上でのバイアス要因にはならないと判断する。

北西太平洋では1988／89年（88/89CRS）の前には，1976／77年に海洋環境が大きく変化した（76/77CRS）とされ，1977年以降，北西太平洋の海洋環境は，温暖な環境から寒冷な環境へ変化した（Hare and Mantua, 2000）。漁獲量からも示唆されるように，1976年以前のスルメイカの資源量水準は高かったと推察される。温暖な環境であり，スルメイカの資源水準も高かった1976年以前の回遊経路は，1966～1971年の標識放流調査をもとに調べられ，9月に亜寒帯前線に沿って南西方向に移動して韓国東沖に移動した後，10月には対馬海峡に南下する状況が報告されている（笠原，伊東，1968；笠原，1972；新谷，1972；村田ら，1973）。

1984～1988年の再捕結果では，日本海沖合域に分布するスルメイカは，日本海沖合から9月に兵庫県沿岸の暖水域に来遊しており，776/77CRS 以前の回遊経路とは異なっていた。さらに1989～1991年の再捕結果では，1984～1988年に見られた9月に兵庫県沿岸の暖水域に南下する回遊経路はみられず，88/89年を境として回遊経路が再び変化した。また，第2章でも示したように，1992年以降の6月下旬から～7月中旬に日

本海沖合域で放流した群も9月まで沖合域に留まった後，10月に対馬海峡から東シナ海に南下しており，9月に兵庫県沿岸の暖水域に集中せず，1984～1987年とは異なった回遊経路であった。

1989～1991年の再捕結果，および第2章における沖合群の再捕結果では，韓国水域における操業規制の影響で，韓国東沖からの再捕結果は残念ながら殆ど得られず，この海域への移動状況は70sで示されたほど明瞭に示されなかった。しかし，1990年代以降，韓国東沖と対馬海峡付近において韓国漁船による10月の漁獲量が急増していること（NFRDI, 2000；Kang *et al.*, 2002），および近年のDMSP画像ではイカ釣り漁船が韓国東から対馬海峡に多く操業している（Kiyofuji and Saitoh, 2004）。このことから，日本海沖合に分布していたスルメイカは，88/89CRS以降に資源水準が高くなると，70s同様，韓国東沖に移動した後，対馬海峡に南下すると推察される。つまり，スルメイカの回遊経路はCRSによる海洋環境の変化によって異なり，高水準期には沖合域から韓国東に移動した後，対馬海峡に南下するパターンであるが，資源の低水準期には，沖合から韓国東沖に移動せずに兵庫県を中心とした山陰沿岸に南下するパターンを示すと考える。

日本海のスルメイカの産卵場の形成位置は資源水準によって変化してきた（笠原，1987；Goto, 2002）．概要として，資源水準の高かった1970年代半ばまでは秋季のスルメイカの産卵場は山陰沿岸から対馬海峡に形成された。しかし，資源水準が低くなると，スルメイカの産卵場は北東方向に縮小し，対馬海峡付近に形成されなくなった。その後，資源水準が回復した1980年代後半以降は再び対馬海峡付近に形成された。このような秋季の産卵場の変化は，日本海におけるスルメイカの回遊経路の変化と同調しており，スルメイカの産卵場の変化には産卵回遊経路の変化が深く関係していると考えられている（桜井，1998；Sakurai *et al.*, 2000）。特に，1989年以降，幼生の採集密度は急速に増加しており（Goto, 2002），本研究で示された88/89CRSを境とした回遊経路の変化との関連が注目される。

スルメイカの分布・回遊は海洋環境（水温分布）と深く関係することから（新谷，1967；長沼，1967；Kasahara, 1978；Kiyofuji and Saitoh, 2004），本研究で見られた回遊経路の変化は，海洋環境による水温分布の変化が直接的に影響を与えたことが要因として想定される。日本海沖合域のスルメイカ分布は亜寒帯前線の位置と深く関係する（Kasahara, 1978）が，1984年は亜寒帯前線が大きく蛇行し，水深50 mの水温分布が資料に用いた他の年と大きく異なっていた。1984年の再捕位置も他の年とはやや異なり，8月下旬には亜寒帯前線の蛇行によって日本海中央部から沿岸の広い海域に再捕位置が分散していた。しかし，1987～1991年の水温分布図では，9月の亜寒帯前線の位置や水温分布にそれほど大きくな変化は見られない。そのため，水温分布の直接的な変化から88/89CRSを境とした回遊経路の変化を説明するのは不十分と思われる。したがって，1984年のように極端に水温が低下した年では水温の直接的な回遊経路への影響が見られるものの，88/89CRSを境とした回遊経路の変化には，水温の直接的な影響のみでは説明が不十分であり，水温以外の要因も関与していたと推察される。

1984～1988年では，9月に水深50 mの水温が15℃以上の海域で再捕され，スルメイカが暖水域に移動し始めた。しかし，1989～1991年は，殆どの個体が9月に水深50 mの水温が5℃以下の冷水域および水温5～15℃の亜寒帯前線付に留まっており，9月に暖水域へは移動しなかった。また，本研究の結果では1984～1988年と1989～1991年では9～10月中旬の再捕位置の平均緯度に差が見られ，1984～1988年では約1ヶ月早く産卵場へ移動する状況が示された。冷水域から暖水域に達したスルメイカは，速やかに産卵し，死亡すると想定される（Kidokoro and Sakurai, 2008）ことから，1984～1988年は9～10月に暖水域に産卵したのに対し，1989～1991年は10月以降に産卵したと考えられる。つまり，88/89年のCRSを境として，日本海沖合域に分布していたスルメイカの主な発生時期が約1ヶ月変化したと推察される。スルメイカの卵発生には水温15～22℃が適当であり（Sakurai *et al.*, 1996），スルメイカの産卵場は水温の上昇，下降とともに季節的に変化する。そのため，主産卵時期の変化が南下回遊経路および産卵場の変化にも影響を与える。つまり，本研究の結果で見られた回遊経路の変化には，水温環境の直接的な影響に加え，中心となる産卵時期の変化も同時に影響したと考える。

本章の結果から，スルメイカはCRSによる海洋環境の変化によって資源量的および生態的な影響を受けるが，発生時期や分布海域によって受ける影響は異なり，88/89CRSによって日本海では資源構造の変化（主発生時期が12月まで拡大）と，主分布域の拡大（道北での資源量増加）が見られた。また，同じ日本海沖合域に分布する群においても海洋環境の変化によって産卵回遊経路の変化が見られ，産卵回遊経路の変化が産卵場の変化と深く関連していることが示された。したがって，このような資源構造および生態的な変化を捉えることで，海洋環境の変化を確認するとともにスルメイカの資源動向を予測することも可能と考える。

第3章　資源量と持続生産量の変化

1998年以降，我が国ではスルメイカ資源はTACによる管理が行われている。TACは，研究者が算定し提案するABCをもとに，行政当局が社会的および経済的要因を考慮して決定する。しかし，第3章で示したようにスルメイカの資源量および資源構造はCRSによって大きく変化する。したがって，TACの基礎となるABCを的確に算定するには，ABC算定に必要となる資源量や持続生産量及び管理基準値を精度良く推定することに加え，これらの諸特性値がCRSによってどの程度変化するか定量的に推定することが重要である。

これまで，イカ類の資源量は主に除去法（Leslie and Davis, 1939；DeLury, 1947）を用いて推定されてきた（Rosenberg *et al.*, 1990；Pierce and Guerra, 1994）。しかし，自然死亡や移出入，および資源量指数の取り扱い等の問題を含んでおり，精度の高い推定は困難である。スルメイカの資源量も，これまで除去法（Okutani, 1977；中村，1996；森，2006），コホート計算（笠原，1978），プロダクションモデル（長谷川，1985），および幼生の分布量（Okutani and Watanabe, 1983）等の方法で推定され，資源評価が行われてきた。しかし，他のイカ類同様，それぞれの手法独自の問題が含まれている。また，スルメイカ漁業は漁場開発等により大きく変化しており（新谷，1987），漁業データに大きく依存した手法でスルメイカの資源量の変化を長期的に推定するのは問題が多い。

日本海におけるスルメイカの資源構造は第2章にて整理したが，これまで季節別発生群を中心にスルメイカの資源構造の区分が明確でなかったことから，これまでの資源量推定結果は対象とする系群の範囲が異なってきた。たとえば，Okutani（1977）や笠原（1977）では，日本海の沖合域で漁獲されたスルメイカのみを対象に秋生まれ群の資源量を推定したが，安達（1988）では，さらに外套背長組成より系群を区分して日本海の沿岸も含めたスルメイカを取り扱った。また，現在の資源評価における秋季発生系群（木所ら（2003）の範囲は，日本海沿岸に分布する群も対象としており，Okutani（1977）や笠原（1977）よりも広い分布・発生時期の群が対象となる。したがって，スルメイカの資源量の推定結果，および経年的な資源量の変化を比較検討するには，資源量推定の対象とした群に注意して検討する必要がある。本章では，第2章で整理した結果をもとに主に10～12月に生まれた秋季発生系群と対象として資源量を推定した。さらに，資源管理方策を策定する上で必要となる再生産関係および持続生産量がCRSを境に変化することを仮定して，CRSによって定量的にどの程度変化するかを推定した。

試料と方法

生物情報　秋季発生系群の生物情報（成長，自然死亡係数）は次の通りとした。スルメイカはふ化後6ヶ月以降に加入し，寿命とされる1年（孵化後12ヶ月）までの6ヶ月間に漁獲対象となる。つまり，ふ化後6ヶ月の個体数を資源個体数とした。なお，漁期間にスルメイカは成長するため，漁期初めと漁期終了期では体サイズが異なるが，漁獲量から漁獲個体数を推定する際，および資源量を計算する際は，定数として，漁獲物の体重を漁獲対象となる期間の中間にあたる孵化後9ヶ月の体重（＝280 g，木所ら1996）を用いて計算した。自然死亡係数は，これまでバイオマス解析（上井，川上，1979；安達，1988），標識放流調査（町中ら，1980）による推定が試みられているが，生活史や漁期加入の仮定等が異なることから，これらの値を利用することは適当ではない。そこで，Caddy（1996）のイカ類の自然死亡係数に関する総説を参考に，月当たりの自然死亡係数0.1（加入後6ヶ月で0.6）を仮定値として用いた。

資源量の推定　まず，スルメイカ秋季発生系群の資源個体数（N_t）は，資源量指数値（U_t）に比例すると仮定した。

$$N_t = q \cdot U_t \tag{2}$$

N_tはt年の資源個体数（億個体），U_tはt年の資源量指数であり，資源量指数に比例定数（q）をかけることで，資源個体数（N_t）が計算される。資源量指数には，第3章で用いた調査船の試験操業結果から得られた平均CPUEを用いた。資源個体数に1個体あたりの体重（280 g）をかけると，資源量（B_t）となる。

ここで，各年の漁獲係数（F_t）は，漁期中間で漁獲されると仮定した場合，式3で示される。つまり，計算される各年の漁獲係数（F_t）も，資源量を推定する際に用いた比例定数（q）によって変化する（C_tはt年における漁獲個体数）。

$$F_t = -\ln\left(1 - \frac{C_t \cdot e^{\frac{1}{2}M}}{qU_t}\right) \tag{3}$$

各年の漁獲量は，木所ら（2003）および森（2006）による月別，海域別の漁獲量から算定した秋季発生系群の漁獲量（Table 8）を用い，平均体重（280 g）とし

て，漁獲個体数を計算した。この計算方法による秋季発生系群の年別漁獲量はTable 8に示した

資源量推定に用いる比例定数（q）は，式3によって計算される漁獲係数（F_t）の平均値（1979～2000年）が1979～2000年の平均的な漁獲係数（F^*）と同じになる値（式4）として算出し，式2により資源量を推定した

$$F = \frac{\sum F_t}{n} \quad (4)$$

（t =1979～2000，n=22）

なお，平均的な漁獲係数（F^*）は，次節の方法で推定した1979～2000年の平均的な全減少係数（Z^*）から，仮定値として与えた自然死亡係数（M=0.6）を差し引いて計算した。

全減少係数の推定方法 1979～2000年の調査船調査結果（6月1日～11月30日）を用いて，調査船CPUEの減少係数から1979～2000年の平均的な全減少係数（Z^*）を推定した。ただし，年による資源水準の違いを取り除くため，減少係数の推定には，式5で示す各年月日における調査船のCPUEの値（$u_{d,y}$）を，各年のCPUEの平均値（$u_{avg\,y}$）で割ったCPUEの相対値（u_d）を用いた。

$$u_d = \frac{u_{d,y}}{u_{avg,y}} \quad (5)$$

CPUEの相対値（u_d）は7月までは増加したが，8

Table 8. Annual landings (ton) of the Japanese common squid autumn spawning stock by Japanese and South Korean fisheries

	Japan	South Korea	Total
1979	172,093	17,725	189,818
1980	177,468	37,469	214,936
1981	137,370	29,962	167,332
1982	130,154	38,360	168,514
1983	135,995	25,908	161,902
1984	113,995	25,017	139,012
1985	104,906	30,548	135,454
1986	53,881	23,265	77,145
1987	137,339	43,580	180,919
1988	113,237	31,915	145,151
1989	145,139	41,767	186,906
1990	134,417	45,462	179,879
1991	128,444	66,914	195,357
1992	157,680	72,712	230,392
1993	150,624	131,471	282,095
1994	134,160	128,597	262,757
1995	126,606	125,558	252,164
1996	178,127	139,259	317,385
1997	138,812	138,714	277,525
1998	106,549	102,992	209,541
1999	138,947	170,980	309,926
2000	109,611	152,677	262,287
2001	122,491	146,033	268,524
2002	142,097	150,286	292,383
2003	121,056	161,075	282,131
2004	89,695	131,476	221,171
2005	102,394	123,152	225,546
2006	90,527	128,124	218,651

月下旬以降（加入後50日以降）は減少傾向となっていた（FIg. 34）。一方，資料に用いた調査結果の平均外套背長（x_d）は，u_d が増加した7月までは大きくなったが，8月以降は23 cmでほぼ一定であった。そこで，スルメイカの獲られやすさ（f_d）を，平均外套背長（x_d）と式6で示される関係（指数関係）にあると仮定した。すると，CPUEの相対値（u_d）の変化は，各日の平均外套背長の関数で示され，スルメイカの獲られやすさ（f_d）と全減少係数（Z）によって，式7で示される。

$$f_d = \alpha \cdot e^{\beta x_d} \tag{6}$$

$$u_d = f_d \cdot e^{-Z \cdot d} = \alpha \cdot e^{(\beta x_d - Z \cdot d)} \tag{7}$$

全減少係数を含む式7の各パラメータは，推定値と実際の観測値の偏差の自乗が最小となるように推定した。

再生産関係の推定　推定した資源量と漁獲量から式8で産卵親魚量を計算し，再生産関係を推定した。再生産関係はBeverton, Holt型の再生産関係式（Beverton and Holt, 1957）を用いた。

$$S_t = N_t \cdot e^{-M_t - F_t} \tag{8}$$

ここで，F_t は漁獲係数，M_t は自然死亡係数であり，自然死亡係数 M_t は資源量に関係なく0.6として計算した。

再生産関係式は，CRSによってスルメイカの再生産関係が中長期的に変化することを想定し，88/89CRS以前（寒冷期）の1979～1989年，および88/89CRS以降（温暖期）として，1990年から2007年のデータをもとに推定した。

CRSは88年と89年を境に起きたとされ，第3章で示したように，産卵回遊経路の変化が89年に見られた。また，12月に生まれたスルメイカの資源増加は翌90年に見られたことから，88/89CRSによる89年の産卵回遊経路の変化および産卵時期の変化が，89年の産卵群－90年の加入群に影響を与えたと推定し，90年の加入群から再生産力が変化したと判断して期間を区分した。なお，88/89CRS以降において，環境の一時的な悪化によって資源が大きく減少したと考えられる1998年（木所ら，2003）の値は除いて，再生産関係を算定した。

再生産関係は誤差が対数正規分布に従うとして，観測値／期待値の対数の2乗和が最小になるように係数 a，b を求めた。

$$N_t = \frac{a \cdot S_{t-1}}{1 + b \cdot S_{t-1}} \cdot e^{\varepsilon} \tag{9}$$

持続生産量の推定　再生産関係をもとに資源特性値（MSY，F_{msy}，B_{msy}）を算出して，寒冷期と温暖期の変化を調べた。親魚数（S_t）は資源個体数と式8で推定した漁獲係数から下記の様に求めた。なお，漁獲量（Y）は下記のように漁期の中間で漁獲されるとして計算すると，

$$Y = N \cdot e^{(-M/2)}(1 - e^{-F}) \cdot w \tag{10}$$

となり，定常状態における漁獲量（＝持続生産量）は下記で計算される（中村，2006）。

$$Y = N \cdot e^{(-M/2)} - \frac{N \cdot e^{(M/2)}}{(a - bN)} \cdot w \tag{11}$$

また，F_{msy} は再生産関係式のパラメータから下記のように計算され，

$$F_{msy} = \frac{\ln(a) - M}{2} \tag{12}$$

その時の資源個体数は，

$$N_{msy} = \frac{a - \sqrt{a \cdot e^{M}}}{b} \tag{13}$$

である（中村2006）。

仮定値の感度分析　推定結果の頑健性を検討するため，資源量を推定する際に用いた仮定値（自然死亡係数）が与える推定結果への影響を感度分析より検討した。自然死亡係数は，$F^* = Z - M$ および式3，式4から，資源量推定に用いた比例定数 q 値に影響を与える他，産卵親魚量を計算する際にも用いており，再生産間液や持続生産量の推定にも影響を与えることが予想される。感度分析には，漁期間の自然死亡係数（漁期間計）を0.15～0.9まで変化させ，資源量および持続生産量の変化を調べた。

結　果

全減少係数　調査船CPUEの相対値の変化および式7を用いた推定結果をFIg. 34に示した。調査船CPUEの相対値は6月から7月にかけて増加した

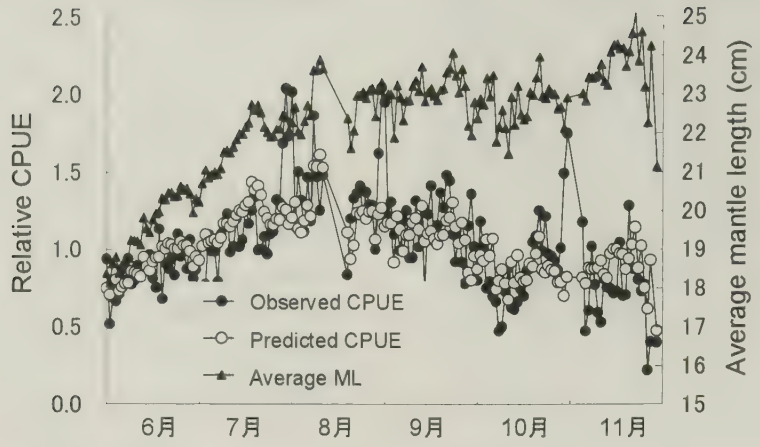


Fig. 34. Daily change in the average relative CPUE obtained by experimental jigging surveys in the Sea of Japan in 1979-2000. The relative CPUE was calculated as CPUE divided by the average CPUE of the year. In this figure, daily change in average mantle length is also shown.

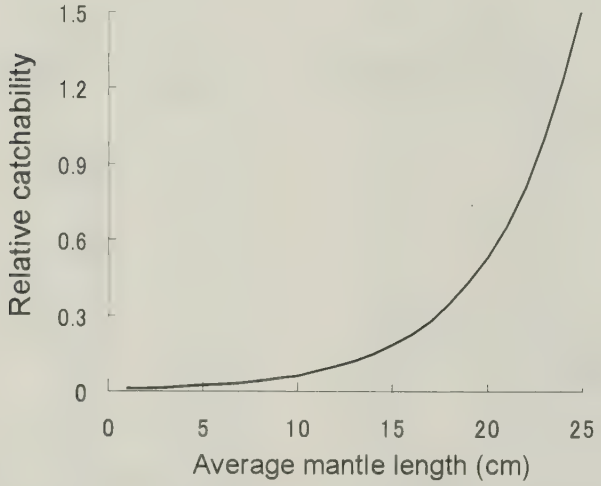


Fig. 35. Relationship between relative catchability and average mean mantle length. Relative catchability is shown as the proportion from that of 23 cm (=1.0)

が，8月以降減少した。推定結果も観測値と同様に6月～7月に増加した後，8月以降は減少しており，観測された調査船CPUEの相対値の変化をうまく再現していた。式7における各パラメータは，$\alpha = 0.0153$, $\beta = 0.212$, $z = 0.00582$ と推定された。

推定されたパラメータαとβを用いると，平均外套背長が15 cmの日時のスルメイカの漁獲されやすさは，平均外套背長が23 cmの日時のスルメイカの約20％程度と計算される（FIg. 35）。全減少係数Zは，仮定した漁期間（180日）を用いると，全漁期間で$Z^* = 1.047$となる。この値から仮定した自然死亡係数（$M = 0.6$）を差し引くと，1979年から2000年の平均的な漁獲係数（F^*）は$F^* = 0.4474$となり，式3および式4から$q = 2.908 \times 10^8$と推定された。

資源量 推定した比例係数$q = 2.908 \times 10^8$をもとに，式2から計算したスルメイカ秋季発生系群の資源量をFIg. 36に示す。推定結果では，スルメイカ秋季発生系群の推定資源個体数は，1980年代前半は減少傾向にあり，1980年代は主に20億個体（50万トン）前後（1981～1989年の資源量の平均値は18.3億個体，51.2

万トン），1986年には8.0億個体（22.4万トン）であった。1980年代後半は増加傾向となり，1990年代の平均資源個体数は38.8億個体（108.7万トン），2000年前後には主に60～70億個体(150万～200万トン)となった。2000年以降は再び減少傾向となり，2007年の資源個体数は32.5億個体（91.0万トン）と推定された。

資源量を推定した期間の漁獲率（＝漁獲個体数／資源個体数）は，1980年代に資源量の減少とともに上昇し，1980年代半ばには35～40％となった（FIg. 36)。しかし，その後は資源量の増加とともに減少し，1990年代は30％以下，近年は20％前後であった(FIg. 36)。

推定した資源尾数と漁獲尾数から，式8を用いて算出した産卵親魚数をFIg. 37に示した。親魚尾数も資源量と同様に1980年代前半は低水準・減少傾向（平均6.0億個体，16.9万トン）であったが，1980年代後半以降は増加に転じ，2000年前後は30億個体（80万トン）前後となった。近年は減少し，15億個体（40万トン前後と計算された。

再生産関係および持続生産量　推定した資源量と産卵資源量を用いて，B-H型の再生産関係をモデルにスルメイカの再生産関係を推定した（FIg. 38)。その結果，1980年代のパラメータはa=6.90，b=0.201，1990年代のパラメータはa=7.66，b=0.104と推定された。この再生産関係のパラメータを用いると，1980年代の資源尾数および漁獲係数における持続生産量はFIg. 39の通りに計算された。寒冷期では持続生産量が資源尾数は16.71億尾の時に最大値（16.85万トン），温暖期では資源尾数が40.11億尾の時に最大値（37.74万トン）になると推定された（FIg. 39）

漁獲係数との関係で見ると，寒冷期ではF_{msy}=0.666（F_{msy}80)で漁獲した場合，最大の持続生産量が得られ，温暖期ではF_{msy}=0.718（F_{msy}90）で漁獲した場合に最

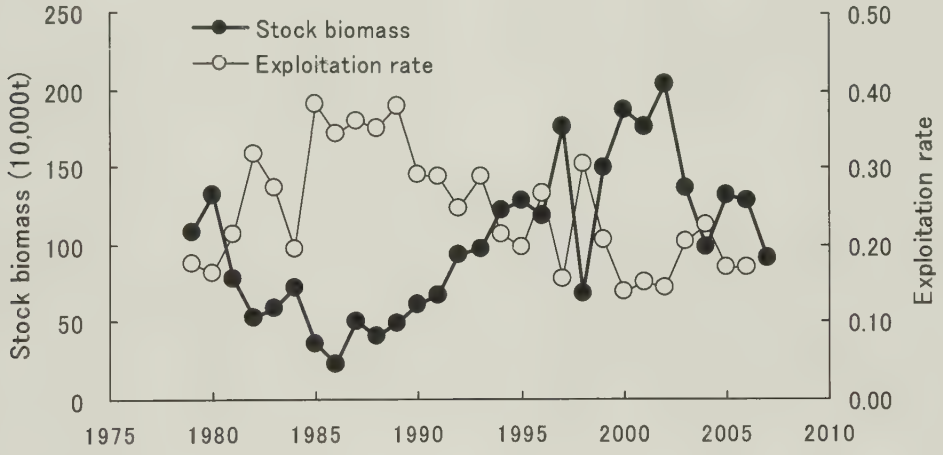


Fig. 36. Estimated stock biomass and exploitation rate of Japanese common squid in the Sea of Japan (autumn spawning stock) in 1979-2007.

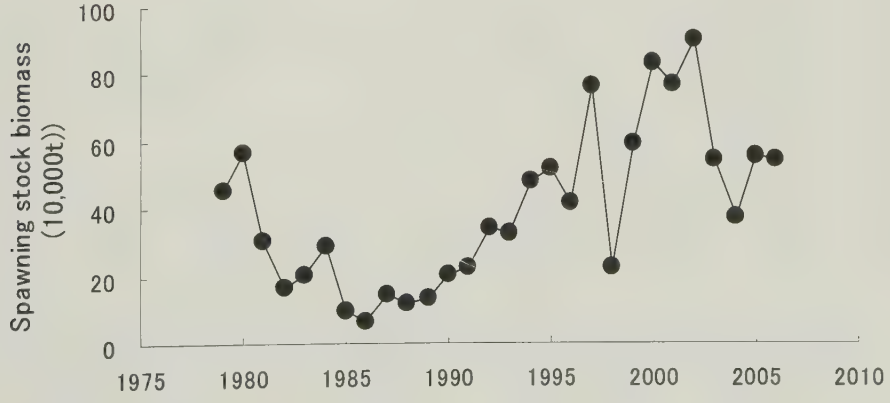


Fig. 37. Estimated spawning stock biomass of Japanese common squid in the Sea of Japan (autumn spawning stock) in 1979-2007.

大の持続生産量が得られると推定された（FIg. 40）。

以上のように，1980年代と1990年代の持続生産量の比率は，2.38倍であり，その際の資源尾数は2.26倍となった。つまり，Beverton-Holt 型の再生産関係にあてはめて推定すると，スルメイカ秋季発生系群において，1990年代は1980年代と比較して平均的に約２倍の持続生産量であったと推定された。

仮定値の推定結果への影響　仮定値として用いた自然死亡係数（M）を変化させた場合に推定される資源量の平均値および最大持続生産量を Table 9 に示し

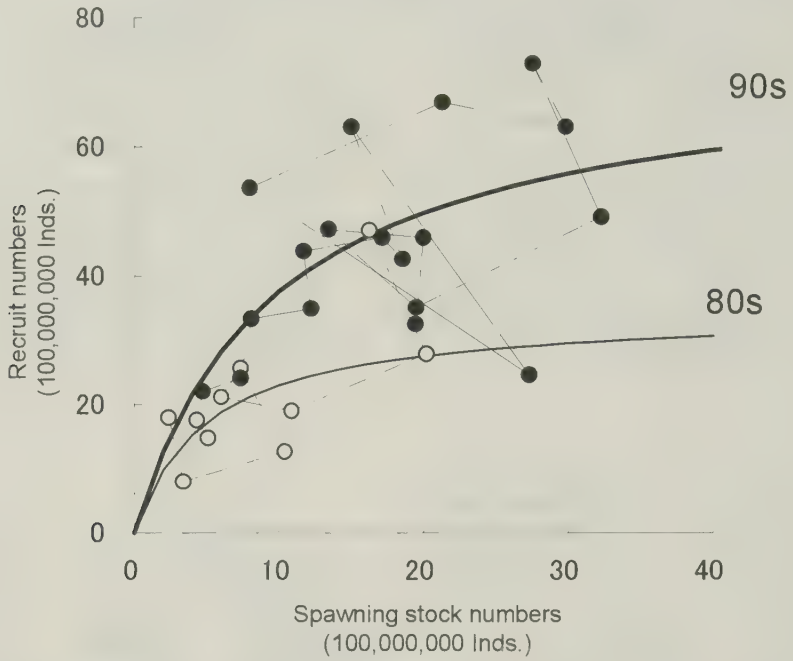


Fig. 38. Spawner-recruit relationships for Japanese common squid in the Sea of Japan (autumn spawning stock). Spawner-recruit curves were fitted to the Beverton-Holt model. (○) represent relationships in 1979–1989 and (●) represent those in 1990–2007.

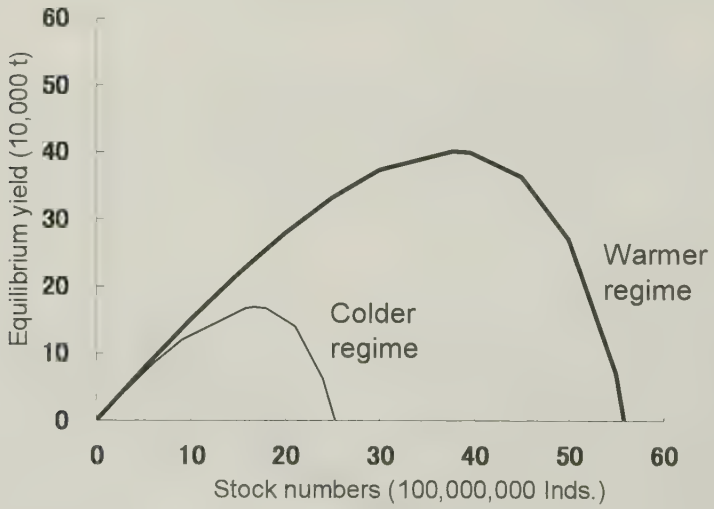


Fig. 39. Relationships between sustainable production and numbers of stock individuals for the Japanese common squid autumn spawning stock. Sustainable production was considered to have been changed by climatic regime shift, and examined those in a warmer regime and a colder regime respectively.

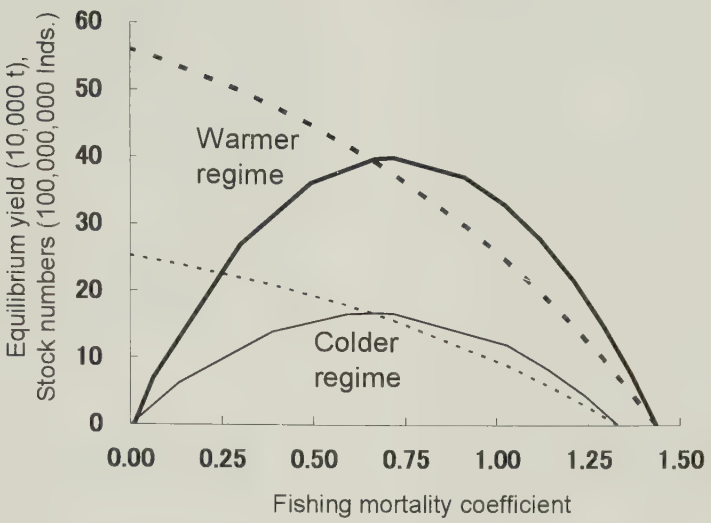


Fig. 40. Relationships between sustainable production and fishing mortality coefficient values and between equilibrium stock numbers and fishing mortality coefficient values for the Japanese common squid autumn spawning stock. Sustainable production was considered to have been changed by climatic regime shift, and examined for a warmer regime and a colder regime respectively.

Table 9. Changes in the estimated stock abundance, exploitation rate and parameters of the spawner-recruitment curve (Beverton and Holt model) with the change in supposed natural mortality coefficient (M)

Temperature condition	*M*	Average stock abundance (10,000 ton)	Average exploitation rate (%)	Parameters of spawner-recruit relationship *a*	*b*	MSY (10,000 ton)	Bmsy (10,000 ton)	Fmsy
Cold regime	0.90	154.3	0.10	5.47	0.05	23.2	39.5	0.40
(1979-1988)	0.85	115.4	0.13	5.67	0.06	20.4	31.2	0.44
	0.80	92.2	0.16	5.88	0.09	18.9	26.2	0.49
	0.75	76.8	0.20	6.11	0.11	18.0	22.7	0.53
	0.70	65.8	0.23	6.36	0.14	17.4	20.2	0.57
	0.60	51.2	0.30	6.90	0.20	16.9	16.7	0.67
	0.45	38.5	0.39	7.89	0.32	16.7	13.5	0.81
	0.30	30.9	0.49	9.14	0.49	16.9	11.4	0.96
	0.15	25.8	0.59	10.77	0.73	17.3	9.9	1.11
Warm regime	0.90	305.5	0.08	6.19	0.02	65.9	99.9	0.46
(1989-2007)	0.85	228.5	0.11	6.40	0.03	55.7	77.0	0.50
	0.80	182.6	0.14	6.62	0.04	49.8	63.1	0.55
	0.75	152.1	0.16	6.86	0.06	46.0	53.8	0.59
	0.70	130.4	0.19	7.11	0.07	43.4	47.0	0.63
	0.60	101.5	0.25	7.66	0.10	40.1	37.7	0.72
	0.45	76.2	0.33	8.65	0.17	37.7	29.3	0.85
	0.30	61.1	0.41	9.93	0.26	36.6	24.1	1.00
	0.15	51.0	0.49	11.77	0.40	36.4	20.4	1.16

た。仮定した自然死亡係数（0.15～0.9）によって算定される資源量は変化し，M=0.15の場合は寒冷期の平均資源量は25.8万トン，温暖期の平均資源量は51.0万トンであった。M=0.90の場合，寒冷期の平均資源量は154.3万トン，温暖期の平均資源量は305.5万トンとなり，仮定した自然死亡係数によって大きく異なった。

MSY は，M=0.15の場合，寒冷期は17.3万トン，温暖期は36.4万トンであった。M=0.90の場合は，寒冷期は23.2万トン，温暖期は65.9万トンであった。資源量と比べ，仮定した M 値による影響は小さかった。傾向として，自然死亡係数が大きいほど資源量および MSY は小さく推定された。また，寒冷期と温暖期の比率（温暖期／寒冷期）をみると，M=0.15の場合，温暖期の MSY は寒冷期の2.11倍であり，M=0.90の場合は2.83倍であり，仮定した自然死亡係数が大きいほど，MSY の寒冷期と温暖期の比率は高くなったが，大きな影響は見られなかった。

F_{msy} も自然死亡係数によって変化した。寒冷期，温暖期とも M=0.15の場合は F_{msy}=0.11と0.16，M=0.90の場合は F_{msy}=0.40と0.46であり，仮定した M 値が高いほど F_{msy} は低くなった。しかし，どの M 値によって推定された F_{msy} も，寒冷期と温暖期で大きな違いは見られなかった。

考　察

本章では，調査船による試験操業結果から求めた資源量指数に，比例係数をかけて資源量を計算した。したがって，資源量指数が資源量を的確に示しているかが，スルメイカの資源量の変化を捉える上で重要となる。これまで，スルメイカの資源状況の把握は，漁況予報を主目的として実施され，その際にスルメイカの漁場一斉調査結果から得られた結果を主要な情報として実施されてきた。その結果，日本海における漁場一斉調査から得られた情報は，資源量を的確に示す指標値として漁況および漁獲量の予報に有用であることが示されており（笠原，1977；1987），信頼性の高い指標値と判断される。また，調査船による試験操業結果は，漁船情報に依存していないため，スルメイカ漁業の長期的な漁場や操業形態の変化の影響を受けにくい利点がある。

資源量推定に用いた比例定数は，スルメイカの減少係数をもとに推定した。ここで，スルメイカの減少係数は，スルメイカの漁獲されやすさが各日時の平均外套背長との関数であることを仮定し，調査船 CPUE の相対値の変化から求めた。この際に推定されたスルメイカの漁獲されやすさと平均外套背長との関係では，平均外套背長23 cm の時のスルメイカは，平均外套背長15 cm の時のスルメイカと比較して，獲られやすさが約10倍と計算され，かなり高い値であった。

鷹見（1993）は，スルメイカの試験操業では外套背長10 cm 以下のスルメイカはほとんど採集されないと報告しているが，スルメイカの外套背長と漁獲効率の関係に関する研究例は少なく，判断することは困難である。成長によってイカ釣り針への反応も変化すると思われるが，スルメイカは外套背長15 cm 程度から漁獲されており，FIg. 35で示されるほどスルメイカの漁獲効率に差が生じることは想定しにくい。したがって，本研究におけるスルメイカの獲られやすさ（f_d）は，個体の成長に伴う漁獲されやすさよりも，各平均外套背長時におけるスルメイカ秋季発生群の加入率をより大きく反映した結果であると考えられる。つまり，スルメイカ秋季発生系群は7月下旬までは死亡率よりも加入率の方が上回っており，発生時期の遅い個体が次々と加入するとともに調査船の CPUE も上昇していく。しかし，8月以降はほとんどの個体が漁獲対象となり，自然死亡と漁獲死亡により減少し，調査船の CPUE が低下していくことが想定される。

本研究では，1979～2007年のスルメイカ秋季発生系群の資源量の経年変化を推定した。日本海におけるスルメイカの資源量は，すでに Okutani（1977）や笠原（1980）によって1970年代におけるスルメイカの推定が試みられている。しかし，これらの資源量を推定した期間と本研究で推定した期間には重複した年がない。そこで，ともに資源水準が高かったとされる1970年代前半と2000年前後の資源量の推定結果をもとに，それぞれの推定手法の特徴を比較して，それぞれに推定された資源量の違いの検討を試みる。

除去法を用いた Okutani（1977）の推定結果では，日本海沖合域に分布する秋生まれ群の1972～1974年の資源尾数は15億～19億尾と推定されている。また，笠原（1980）は，日本海沖合域の漁獲量をもとにコホート計算で推定した日本海沖合に分布する秋生まれ群の資源尾数を推定している，その結果では，資源水準が高かった1970年前半における6月の資源尾数は20億尾前後と推定している。これらの推定値は，本章で求めた秋季発生系群の資源尾数よりも小さい値である。

Okutani（1977）や笠原（1980）の資源尾数の推定結果が本章の推定結果より著しく少なくなった要因には，対象とした群の違いがある。Okutani（1977）や笠原（1980）では，解析の資料とした漁獲量は，日本海沖合域で漁獲されるスルメイカのみであり，対象とした資源は日本海沖合の分布群のみと推察される。こ

れらは，本章で取り扱った秋季発生系群よりも分布域および発生時期的にかなり限定される群である。また，Okutani（1977）の除去法では自然死亡が考慮されていないため，推定結果が過小評価になっている。さらに，笠原（1980）によるコホート計算の際に用いた自然死亡係数は月当たり0.03であり，本章の推定に用いた月当たり0.1と比較して小さい。ここで，笠原（1980）の計算に本章と同様に M=0.1を用いて再計算した場合，1970年代前半の資源尾数は25億～30億個体となり，推定資源量は笠原（1980）の報告よりも多く算出される。

笠原（1980）と本研究では，推定の対象とした群が異なっているが，第3章の外套背長階級別の組成より，資源水準の高かった1990年代以降の秋季発生系群に占める沖合群（外套背長21 cm 以上の個体と仮定）の割合は50 % 程度と見積もれる。したがって，この割合から秋季発生系群における沖合群の資源個体数を推定すると，資源水準の高かった1990年代後半から2000年代前半においては20億～30億個体となる。つまり，自然死亡係数を月当たり0.1とした場合，資源水準が高かった時期の資源個体数は，笠原（1980）と同様な推定結果となる。以上のように，Okutani（1977）や笠原（1980）と本研究の推定結果の違いの背景には，計算の対象とした群の違いと，仮定した自然死亡係数の違いが影響していると判断される。

スルメイカの自然死亡係数は，これまで標識放流調査やバイオマス解析等で推定が試みられているが，信頼性の高い結果は得られていない。一方，スルメイカの近縁種であるアルゼンイレックス（*Illex argentinus*）では，週あたり0.06，月当たり0.26の自然死亡係数を資源計算に用いている（Basson *et al.*, 1990）。この値は，笠原（1980）や本研究における仮定値と比較して大きな値であり，この値を採用した場合，Okutani（1977）や笠原（1980）による推定結果はさらに大きな値となる。したがって，スルメイカの資源量の推定には自然死亡係数が大きく影響を与え，資源量推定精度の向上には不可欠である。このように，資源量の推定結果には自然死亡係数の不確実性が大きく影響する。しかし，仮定値の推定結果への影響で検討したように，自然死亡係数の不確実性が与える影響は，資源量と比較して持続生産量への影響は比較的小さくなっており，より頑健な値であると判断される。

本研究では，寒冷期と温暖期では再生産関係が異なることを想定して，Beverton-Holt 型の再生産関係式を推定し，MSY および B_{msy} で約2倍の違いが見られることを示した。また，管理基準値の目安となる F_{msy} にも違いが見られた。しかし，1980年代の再生産関係を仮定して F_{msy}90で漁獲した場合，持続生産量は16.75万トン（99 %），資源尾数は15.77億尾（94 %）で平衡状態に達し，F_{msy}80で漁獲した場合に達成される MSY および B_{msy} とほとんど差がない。同様に，1990年代の再生産関係を仮定して，F_{msy}80で漁獲した場合，持続生産量は39.90万トン（99 %），資源尾数は39.56億尾（105 %）で平衡状態に達し，こちらも F_{msy}90で漁獲した場合とほとんど影響がない。このことは，寒冷期と温暖期では資源管理の基準となる漁獲係数を変えるメリットはほとんどないことを示しており，努力量で管理する場合，CRS による再生産関係の変化の影響を考慮する必要性は低いと考える。ただし，得られる平均漁獲量には約2倍の差が生じることになる。

土井，川上（1979），安達（1988）および Murata（1989）では，スルメイカの資源水準の回復には努力量の削減（概ね40～50 % 程度の削減）が必要であると提言していたが，海洋環境による再生産力の変化が資源水準を変化される主要因であった場合，資源の回復には，海洋環境の変化を待つことが重要であると判断される。ただし，本研究の解析結果でも示されるように，スルメイカの資源が低下すると漁獲率が増大する傾向があり，海洋環境が不適な期間は過剰漁獲の状態に陥り易い傾向がある。その結果，産卵親魚量を適正な水準以下に低下させると，海洋環境が変化した場合でも資源回復を遅らせる危険性がある。川崎（2007）も指摘しているように，海洋環境によって資源量が変化する漁業資源でも，その適切な資源量の変動様式の維持には，資源水準の変化に影響されない漁獲努力量の適正水準の維持が求められる。

第4章　総合考察

本研究では，これまで問題点が多く指摘されてきた日本海におけるスルメイカの資源構造を再検討し，CRS によってスルメイカの資源構造および生態的特性がどのように変化するかを明らかにすることを試みた。その結果，日本海では，これまでの季節発生別群よりも小さい単位で，発生時期や成長が異なる複数の群に区分されることが明らかとなった。また，本研究で区分した発生時期や，分布回遊，成長を異にする各群の，CRS による応答特性を検討した。その結果，発生時期や分布域によって CRS による応答が異なることが示された。加えて，日本海におけるスルメイカ（秋季発生系群）の資源量は CRS によって大きく変化し，持続生産量も CRS によって2倍程度変化することを推定した。

本章では，以上の本研究で得られた結果をもとに，CRSによるスルメイカの資源変動特性を纏める。さらに，CRSによる生態的特性の変化を用いた資源動向予測を把握する手法を検討するとともに，適正なスルメイカ資源の利用および資源管理方策への提言を纏める

CRSに対する応答特性と変動機構 1980年代から1990年代にかけての，日本海におけるスルメイカの分布状況，および外套背長範囲別の資源量指数の変化を調べた結果，CRSに対する応答特性として，前年の12月に生まれたと推定される群が北海道周辺海域において著しく増加したが，前年の10～11月に生まれたと推定される沖合に分布する群の増加は明瞭でなかった。加えて，日本海の沖合ではCRSによって回遊経路が大きく変化すること，および資源が減少した1980年代は，資源が増加した1990年代よりも南下時期が1ヶ月ほど早く，主産卵時期の変化も示唆された。

以上の結果から，日本海におけるスルメイカのCRSによる資源変動機構は，次のようなことが想定される。まず，CRSによって海洋環境が寒冷化すると，産卵回遊経路が変化するとともに主な産卵時期および幼生の発生時期は，10月を中心に山陰沿岸域に縮小し，道北域を中心に資源量は減少する。逆に，CRSによって海洋環境が温暖化すると，産卵回遊経路が変化するとともに主な産卵時期と幼生の発生時期は10～12月に長くなり，その産卵場も対馬海峡まで拡大し，道北域を中心に資源量は増加する。そして，これらの再生産海域の拡大と再生産時期の拡大に伴う資源構造の変化が，1980年代から1990年代に日本海で見られたスルメイカの産卵場の変化，および資源量の増大を引き起こす要因になったと考える。

次に，太平洋側の冬季発生系群も含めてスルメイカ資源全体のCRSに対する応答については，以下のように考えられる。基本的に，秋季（10～12月）に生まれたスルメイカは主に日本海に分布し，冬季（1～3月）に生まれた冬に生まれたスルメイカは主に太平洋に分布する。しかし，CRSによって海洋環境が寒冷化すると，1970年代以降に見られたように，太平洋における冬季発生系群が崩壊し（村田，新谷，1977；新谷，1987），前年の10月に生まれた日本海に分布するスルメイカが中心となる。また，CRSによって海洋環境が温暖化すると，88/89CRS以降に見られたように，日本海における主発生時期が10～12月と長くなり，産卵場も対馬海峡まで拡大し，さらに東シナ海にも産卵場が形成される（森，2006）。その結果，太平洋側の冬季発生系群の資源量も大きく増加したと考える。つまり，寒冷期においては，日本海に分布する秋に生まれた群を中心とした資源構造であるが，温暖期においては，日本海と太平洋に分布する秋から冬に生まれた群を中心とした資源構造に変化する。

以上の変化の背景には，対馬暖流の輸送環境の変化（暖水渦による取り込み）による12月生まれのスルメイカの生残率の変化（渡邊ら，2007），および東シナ海における産卵場形成条件の変化（Sakurai *et al.*, 2000）が影響していると判断される。CRSによるスルメイカ全体として資源量および資源構造の変化を整理すると，スルメイカの資源変動特性として，FIg. 41で示されるシナリオが想定される。このシナリオをもとにすると，CRSによって発生時期の秋への縮小に伴う資源構造の変化，スルメイカの回遊経路の変化および産卵場の変化，太平洋側における資源水準の低下が想定され，このような生態的変化が見られた場合は，スルメイカの資源動向が中長期的な時間スケールで大きく変化すると予測される。

アカイカ類の資源変動に及ぼす海洋環境の影響として，カナダイレックス *Illex illecebrosus*（Dawe *et al.*, 2000）では，主にGulf Streamによる輸送環境の変化が幼生の生残に影響を与え，Gulf Streamによる暖水域への取り込みが良好な幼生の生残および加入量の増加に繋がると報告されている。特に，太平洋側のスルメイカ資源（冬季発生系群）およびカナダイレックスのように，大規模な海流系に依存した生活史をもつ個体群は，変動幅が大きい傾向がある（O'Dor and Lipinski, 1998）。また，アルゼンチンイレックスでは，産卵場の水温環境が，翌年の加入量と関係することが指摘されている（Waluda *et al.*, 1999；2001）。スルメイカでも，輸送環境（渡邊ら，2007）や産卵場の環境変化（Sakurai *et al.*, 2000）による影響が示されており，基本的には同じ要因で資源量が変動すると考えられる。しかし，イカ類は単年生であることから，カナダイレックスやアルゼンチンイレックスの報告（Waluda *et al.*, 1999；2001；Dawe *et al.*, 2000）は，年による海洋環境（水温や海流）の変化が与える加入量への影響に焦点が当てられているものの，CRSとの関係は言及されていない。

CRSによって海洋環境は，温暖期と寒冷期が周期的に交互に移行する（Minobe, 1997；Mantua, 2004）。したがって，年々の加入量に影響を与える海流の流動，暖水渦の形成，および産卵場付近の水温環境も，寒冷期または温暖期に持続的に出現するか，出現する頻度が高くなる。CRSによる海洋環境の変化は，イカ類の加入量に好適または不適な環境要因が10年単位，もしくは数10年単位で持続的に出現，または出現する頻度が高くなることを意味する。つまり，

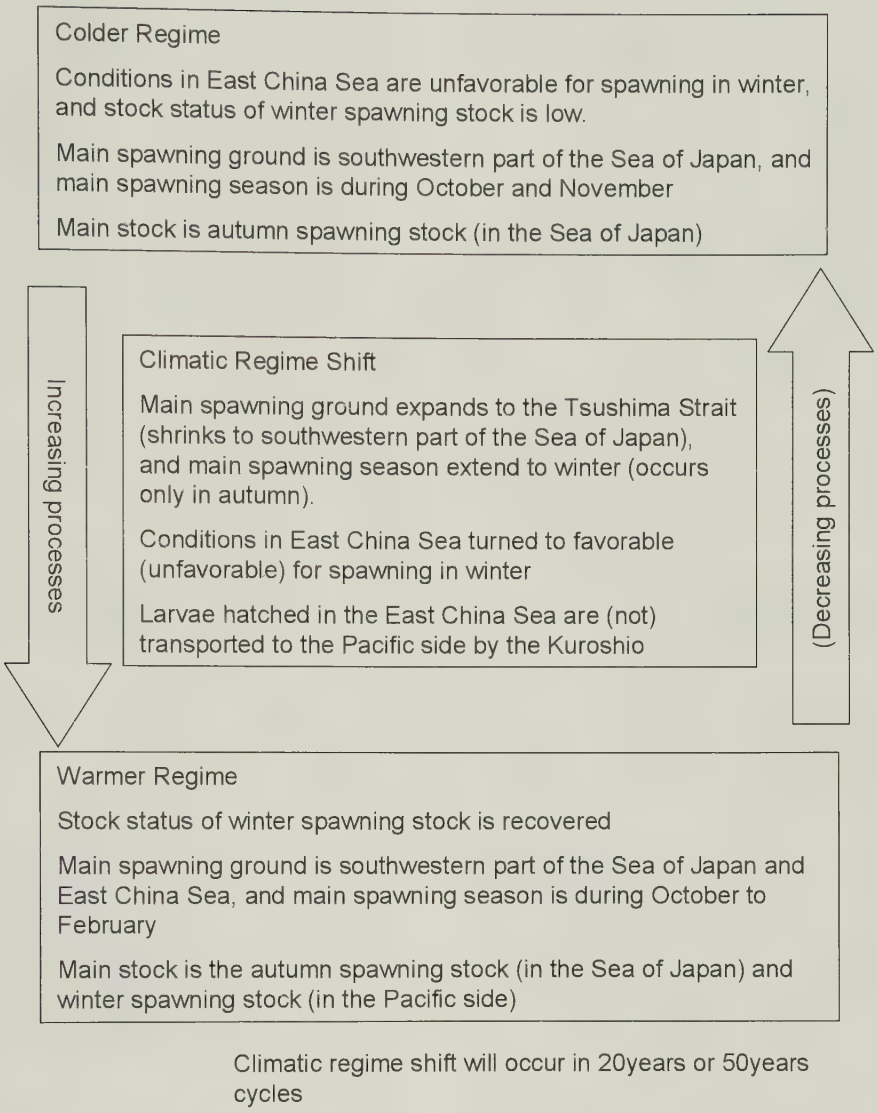


Fig. 41. Schematic diagram of the hypothesis on the process of changing stock size of Japanese common squid.

CRS による変化は，年々の海洋環境の変化による影響が蓄積した結果と見ることもできる。

スルメイカの CRS による応答を以上のように整理したが，CRS による資源変動は，スルメイカだけではなく，マイワシをはじめとした小型浮魚類をはじめ，大型魚食性魚類から底魚資源まで，生態系ベースで変化する（Beaugrand, 2004；Tian *et al.*, 2006；Zhang *et al.*, 2006；Sakurai, 2007）。したがって，それぞれ他の魚種の CRS による応答が，スルメイカの資源量変動に影響を及ぼすことも予想される。特に，日本周辺海域ではマイワシが時として大発生的に増加することから，その影響が考えられる。

漁獲統計資料（農林水産省統計部, 2006）をもとに，日本全国のマイワシの漁獲量とスルメイカの漁獲量の変化を FIg. 42に示した。マイワシの漁獲量はスルメイカが減少した1970年代半ばより増加したのに対し，スルメイカが増加し始める1990年代半ばより減少しており，中長期的にはそれぞれ逆の変動を示している。ただし，マイワシの漁獲量が100万トン以下の水準の年代（1950年から1976年および1994年以降）では，マイワシとスルメイカの漁獲量の間には相関関係が認められず，マイワシとスルメイカの関係は明らかでない（FIg. 43）。一方，マイワシが大発生し，漁獲量が100万トン以上に増加した1976年から1994年では，マ

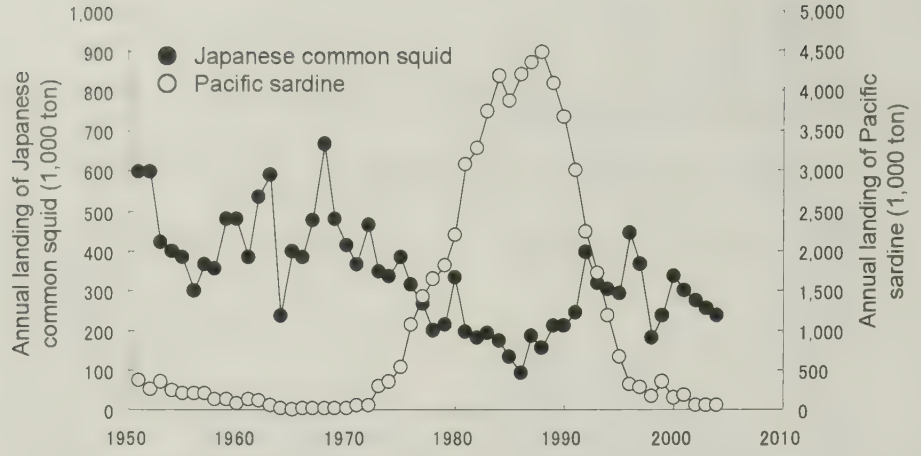


Fig. 42. Annual landing of Pacific sardine and Japanese common squid by Japanese fisheries.

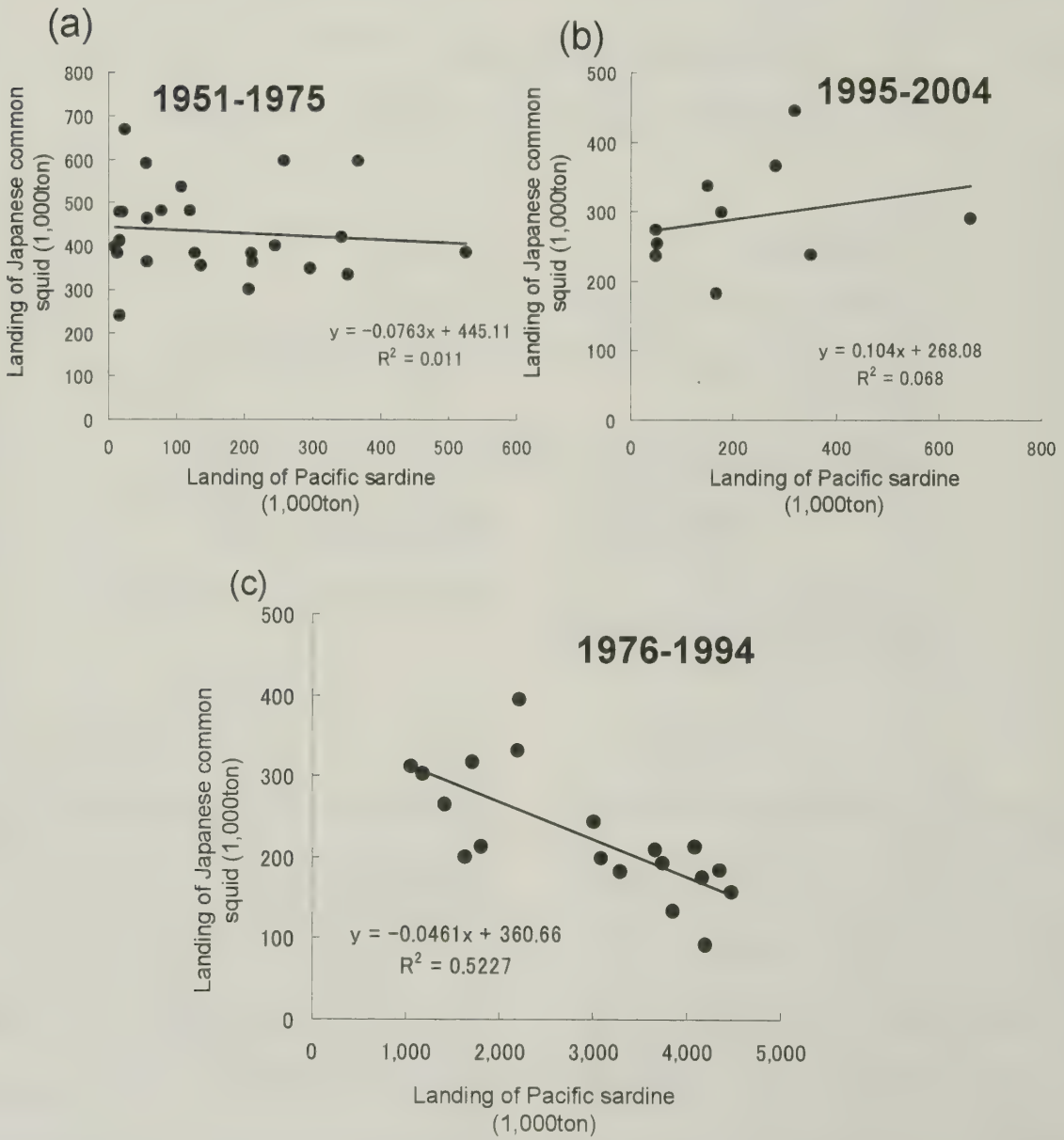


Fig. 43. Relationships between the annual landing of Pacific sardine and annual landing of Japanese common squid by Japanese fisheries. No significant relationships were seen in (a) 1951-1975 and (b) 1995-2004 in which the annual landing of Pacific sardine was less than 1 million tons, however a significant relationship was seen in (c) 1976-1994 in which the annual landing of Pacific sardine was above 1 million tons.

イワシの漁獲量が多いほどスルメイカの漁獲量が減少する負の相関関係が認められる（FIg. 43, $p<0.01$）。このことは，マイワシの資源水準が低い時期には，スルメイカはマイワシの影響をほとんど受けないが，マイワシの資源水準が増大するとスルメイカの資源に負の影響を与えることが示唆される。つまり，CRS による影響として，単一魚種的な応答に加え，他魚種の CRS に対する応答の結果として現れる資源変動の影響も同時に受けることを示している。

これまで，主要浮魚類（マイワシ，カタクチイワシ，マサバ）を中心に魚種交代の多様な仮説が提示されているものの，スルメイカを含めた魚種交代仮説は提示されていない（桜井，2007a）。しかし，漁獲量の変化でも明らかなように，スルメイカの資源変動を主要浮魚類の魚種交代に含めて検討することが，CRS に対する応答を生態系的視野で捉えるには，重要であると考える。また，CRS によるスルメイカの資源動向判断および予測には，本研究で示したスルメイカの生態的特性の変化に加え，マイワシをはじめとする他の浮魚類の資源動向および生態的特性の変化も合わせて判断することで，より的確な判断が可能になると考える。

資源管理方策への提言　1998年以降，日本では TAC による資源管理がスルメイカに導入された。すでにアカイカ類の TAC による管理は，1970年代にカナダイレックス *Illex illecebrosus* の漁獲量の急速な増大によって1974年に導入された（Lange and Sissenwine, 1983；O'Dor and Dawe, 1998）。しかし，カナダイレックスの漁獲量は，1979年に17万 6 千トンに達した後に急速に減少し，TAC 管理導入後は数年で資源が崩壊した（Lange and Sissenwine, 1983）。資源が崩壊し，漁獲量が年間 1 万トン前後のレベルに落ち込んだ後も，カナダイレックスの TAC は15万トンに設定されたままであり，実際的な管理は行われていない。

カナダイレックスの資源が崩壊した1980年代以降は，アルゼンチンイレックス *Illex argentinus* の漁獲量が急速に増加した。アルゼンチンイレックスでは，カナダイレックスとは異なり，TAC による管理ではなく，漁期中の努力量規制による管理がアルゼンチンおよび英国フォークランド政府共同で実施されている（Haimovici *et al.*, 1998；酒井，2002）。アルゼンチンイレックスの管理手法では，除去法（Leslie and Davis, 1939；DeLury, 1947）をもとに漁期中の資源量の変化が漁船の CPUE によってモニタリングされ，取り残し資源量が，漁獲がない場合に想定される値の 40 %（40 %SPR）に達したときに漁獲を終了するシステムが採用された（Beddington *et al.*, 1990）。さらに，資源量が少ないときの保護措置として，上記の管理基準に加え，逃避量の最低値（4 万トン）も設定されている（Basson *et al.*, 1996；酒井，2002）。

アルゼンチンイレックスに導入された管理システムは，TAC による管理方策よりもイカ類資源の管理には望ましいと考えられ（Caddy 1983），当時，最も優れたイカ類の管理システムとして評価された（Pierce and Guerra 1994）。そして，この管理システムを用いて，アルゼンチンイレックスの漁獲量は1990年代にかけて50万トン以上の水準が維持され，管理が成功したかのように見えた。しかし，2000年以降のアルゼンチンイレックスの資源量は，大きく減少し，2004年の資源量は最低水準に落ち込んだ（酒井，2006）。2000年以降にアルゼンチンイレックスの漁獲量および資源量が大きく変動した要因として，管理基準値（40 %SPR）を上回る漁獲努力が継続され（酒井，2002），過剰漁獲が頻繁に行われた実態もあるように思われる。しかし主要因としては，アルゼンチンイレックスの加入量は，産卵海域の海洋環境が関係していることから（Waluda *et al.*, 2001），産卵海域の海洋環境の変化が考えられる。

アルゼンチンイレックスの事例でも明らかなように，漁獲制御による資源管理手法を用いてアカイカ類の資源量を安定的に保つことはかなり困難であり，年々の海洋環境の変化によって加入量及び漁獲量は大きく変動する。また，カナダイレックスやスルメイカ冬季発生系群で観察された通り，海洋環境の中長期な変化によって，資源が中長期にわたり崩壊した状況が続くことも予想される。したがって，適切な努力量による資源管理が実施された場合でも，CRS による海洋環境の変化によってスルメイカの漁獲量は，年々の加入量の変化に加え，中長期的なスケールで水準が大きく変化することが予想される。本研究の結果では，スルメイカ秋季発生系群の MSY は CRS によって 2 倍程度変化すると推定され，漁獲量の平均値も温暖期と寒冷期では 2 倍程度変化することが予想される。よって，スルメイカの資源を適正に利用するには，本研究で示した生態的変化を用いて資源動向を把握するとともに，海洋環境に合った生産量を利用する体勢にシフトしていくことが必要と考える。

適切な資源管理および利用方策を検討するには，資源がどのように利用されているかを把握する必要がある。1970～1980年代は，太平洋側の冬季発生系群の資源崩壊による漁場消失によって，日本海がスルメイカの主漁場となった（村田，新谷，1977；新谷，1987）。その後，1990年代以降は冬季発生系群の資源回復とともに太平洋側の漁場も復活した。そこ

で，漁獲量の増加過程における主漁場の変化として．FIg. 44に1980年代以降の日本漁船による日本海および太平洋側の漁獲量，韓国漁船による漁獲量の変化を示す。

日本漁船による日本海の漁獲量は，1980年代前半は減少し，1986年には6万4千トンとなった．1987年には14万6千トンに回復し，その後は概ね10万トンから15万トンで推移した。太平洋の漁獲量は，1980年代半ばまで1980年を除き，1万～3万トンの低い水準であった。しかし，1989年に5万トンに増加した後，1992年に19万トンに急速に増加し，1998年と1999年を除き，10万～27万トンで推移した。韓国の漁獲量は，1980年代は5万トン前後であったが，1990年代以降，特に1993年以降急速に増加し，その後も20万トン前後の水準を維持している。

1980年代以降の漁獲量の変化で示されるように，1970年代から1980年代まで日本海がスルメイカの漁場の中心であった。しかし，88/89CRS によってスルメイカ資源が増加すると，日本漁船による太平洋側の漁獲量は大きく増大した。ところが，日本漁船による日本海での漁獲量の増加はほとんど見られない。一方，韓国の漁獲量は急速に増加し，日本漁船の利用率が低下した日本海（特に沖合）のスルメイカ資源を韓国の漁船が漁獲している。つまり，日本漁船によるスルメイ資源の利用特性として，太平洋側の資源量が多い時期は太平洋側のスルメイカ資源を中心に漁獲し，日本海のスルメイカ資源の利用率は低い。しかし，CRS等によって太平洋側の資源が大きく減少した場合，太平洋側の代替資源として日本海のスルメイカ資源を中心に利用するように変化する。つまり，資源減少期には，日本海におけるスルメイカ資源の利用率が高くなる危険性がうかがえる。

また，韓国の1990年代前半の漁獲量の急速な増加には，トロール漁業の参入による漁獲量の急増がある（NFRDI（2000））。資源管理において最も困難な課題は，資源の増加とともに拡大した漁業資本および漁獲努力の削減であり，新たな漁業の参入および資本の投入は，資源管理を一層困難にする（Ludwig *et al.*, 1993；Clark, 2006）。加えて，第3章の結果で示した様に，CRS によって寒冷化するとスルメイカの回遊経路が変化し，日本海沖合域に分布していたスルメイカが韓国東沖および対馬海峡付近に来遊しなくなることが予想される。その場合，現在の韓国トロール船によるスルメイカ漁場が消失し，他の海域（例えば日本沿岸域）への漁獲努力の転換が危惧される。

先に推察したスルメイカの CRS に対する応答特性から，寒冷期には太平洋側の冬季発生系群の資源量が日本海よりも先に減少することが想定される。そのため，今後も，寒冷期においては日本海のスルメイカ資源に漁獲努力が集中し，利用率が高くなることが予想される。しかし，日本海のスルメイカ資源は，寒冷期に資源が減少した際に，スルメイカ資源を維持するために重要な海域であることが指摘されており（桜井，2007b），本研究で整理した CRS に対するスルメイカ

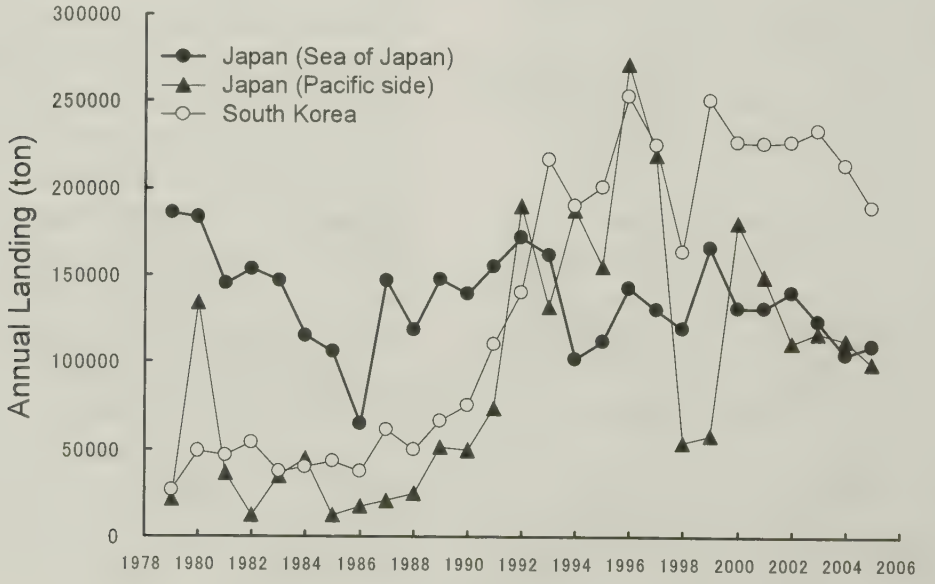


Fig. 44. Trends in the annual landings of Japanese common squid by the Japanese fisheries (● in the Sea of Japan ▲ in the Pacific side) and South Korean Fisheries (○).

資源の応答特性からも寒冷期（低水準期）における重要性が類推できる。したがって，日本海のスルメイカの過剰漁獲による資源減少は，スルメイカ資源全体を考える上でも望ましくない。

アルゼンチンイレックスでは産卵親魚と翌年の加入量の関係は不明瞭である（Basson *et al.*, 1996）が，スルメイカでは産卵親魚量と翌年の加入量の間には正の相関関係が見られる（森，2006）。つまり，年々の海洋環境の変化による影響があるものの，産卵親魚量が少ないと翌年の加入量は減少する傾向がある。このことから，スルメイカでは過剰な漁獲によって産卵親魚量が適正水準以下に低下すると，CRS によって海洋環境が好転した場合でも，資源が速やかに回復しない危険性を含んでいる。したがって，今後のスルメイカの適切な利用および管理方策を検討する際の要点として，特に太平洋側の冬季発生系群が崩壊すると予想される寒冷期において，日本海のスルメイカに対する漁獲努力を適正水準の範囲内に抑えて利用していく必要性を提言する。

謝　辞

本論文を纏めるにあたり，終始ご指導を頂いた北海道大学大学院の桜井泰憲教授，ならびに本論文のご校閲を頂いた同大学院の帰山雅秀教授，綿貫　豊准教授，松石隆准教授に感謝申し上げる。

スルメイカの研究に携わる機会を与えていただいた水産工学研究所の長谷川誠三室長，水産研究所に入所以来，研究指導いただいた日本海区水産研究所の後藤常夫主任研究員，北海道区水産研究所の森　賢室長，日頃の業務にかかわらず，研究を支援して頂いた日本海区水産研究所の木下貴裕室長，田永軍主任研究員に感謝申し上げる。また，水産研究所および道府県各試験研究機関の多くの方々から，スルメイカの資源研究を通じて，これまで多くの助言，支援を頂いた。ここに感謝申し上げる。

本研究で用いた資料には，これまで各道府県の試験研究機関および水産研究所が長年にわたって調査し，蓄積されたデータが多く含まれている。これまで日本海のスルメイカ資源調査に携わって頂いた数多くの方々に感謝申し上げる。特に山形県立加茂水産高校所属の鳥海丸の本間船長をはじめとする乗組員の方々には，15年間にわたり多大な協力を頂いた。また，本研究には，水産庁の委託事業である資源評価調査で得られた資料を多く使用させて頂いた。なお，日本海におけるスルメイカ資源の調査体制の維持，発展には元日本海区水産研究所の故笠原昭吾氏の尽力に負うところが大きい。

最後に，双子（京介，由佳）の出産育児に加え，生活を支えてくれた妻の百恵に感謝する。

文　献

安達二朗, 1988：日本海西部海域におけるスルメイカ，*Todarodes pacificus* Steenstrup, の漁業生物学的研究．島根県水産試験場研究報告，**5**：1-93.

新谷久男，1967：スルメイカの資源．水産研究叢書，日本水産資源保護協会，**16**：1-66.

新谷久男，1972：北部日本海沖合域におけるスルメイカの特性と漁場形成について．水産海洋研究，**21**：44-48.

新谷久男，1987：日本のイカ漁業と資源．水産技術と経営，**33**：16-30.

新谷久男，石井　正，1972：北海道周辺海域におけるスルメイカの系統群，スルメイカ漁況予測精度向上のための資源変動機構に関する研究．農林水産技術会議事務局，192-205.

Basson, M., Beddington, J.R., Crombie, J.A. Holden, S.J., Purchase, L.V. and Tingrey, G.A., 1996：Assessment and management techniques for migratory annual squid stocks: the *Illex argentinus* fishery in the southwest Atlantic as an example. Fish. Res., **28**：3-27.

Beamish,R.J., McFarlane, G.A.and King J.R., 2000：Fisheries climatology: understanding decadal scale processes that natural regulate British Colombia fish population. *In* Fisheries Oceanography. An integrative approach to fisheries ecology and management, eds. by Harrison P.J. and Parsons T.R, Blackwell Science, 94-139.

Beaugrand G., 2004：The North Sea regime shift: evidence, causes, mechanisms and consequences. Prog. Oceanogr., **60**：245-262.

Beddington J.R., Rosenberg A.A., Crombie J.A., Kirkwood G.P., 1990：Stock assessment and the provision of management advice for the short fin squid fishery in Falkland Islands waters. Fish. Res., **8**：351-365.

Beverton R.J.H., Holt S.J., 1957：On the dynamics of exploited fish populations. Fisheries Investment Series 2, Vo.16. U.K. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, London.

Bower J.R. and Miyahara k., 2005：The diamond

squid (*Thysanoteuthis rhombus*): A review of the fishery and recent research in Japan. Fish. Res., **73**: 1-11.

Boyle P. and Rodhouse P., 2005: Cephalopods, ecology and fisheries. Blackwell Science, 452pp.

Caddy J.F., 1983: Cephalopods: Factor relevant to their population dynamics and to the assessment and management of stocks. *In* Advances in assessment of world cephalopod resources, ed. by Caddy J.F., FAO Fisheries Technical Paper No. 231, FAO, Rome, 416-452.

Caddy J.F., 1996: Modeling natural mortality with age in short-lived invertebrate populations: definition of a strategy of gnomonic time division. Aquat. Living Resour., **9**: 197-207.

崔 淑珍, 1997: 小型イカ釣り漁船の光力適正化に関する研究. 東京水産大学学位論文, 292pp.

Clark C.W., 2006: The worldwide crisis in fisheries. Cambridge university press, 263pp.

Cushing D.H., 1981: Fisheries biology, a study in population dynamics. The university of Wisconsin press, 295pp.

Dawe E.G., Colbourne E.B., Drinkwater K.F., 2000: Environmental effects on recruitment of short-finned squid (*Illex illecebrosus*). ICES J. Mar. Sci., **57**: 1002-1013.

DeLury D.B., 1947: On the estimation of biological populations. Biometrics, **3**: 145-167.

土井長之, 川上武彦, 1979: 日本近海産スルメイカの生物生産と漁業の管理. 東海区水研報告, **99**: 65-83.

藤井康之, 広瀬直毅, 渡邊達郎, 木所英昭, 2004: 日本海におけるスルメイカ卵稚仔の輸送シミュレーション. 海と空, **80**: 1-17

Gilly W.F., Markaida U., Bavter C.H., Block B.A., Boustany A., Zeidberg L., Reisenbicher K., Robinson B., Bazzino G. and Salinas C., 2006: Vertical and horizontal migrations by the jumbo squid *Dosidicus gigus* revealed by electronic tagging. Mar. Ecol. Prog. Ser. **324**: 1-17.

Goto, T., 2002: Paralarval distribution of the ommastrephid squid *Todarodes pacificus* during fall in the southern Sea of Japan and its implication for locating spawning grounds. Bull. Mar. Sci., **71**: 299-312.

Haimovici M., Brunetti N.E., Rodhouse P.G., Csirke J., Leta R.H., 1998: *Illex argentinus In* Squid recruitment dynamics, The genus *Illex* as a model, the commercial *Illex* species and influence on variability. Rodhouse, eds. By P.G., Dawe E.G., O'Dor R.K. FAO Fisheries Technical Paper No. 376, FAO, Rome, 27-58.

浜部基次, 清水虎雄, 1966: 日本海西南海域を主としたスルメイカの生態学的研究. 日水研報告, (16), 13-55.

Hammer C. and Zimmermann C., 2005: The role of stock identification in formulating fishery management advice. *In* Stock identification methods. Application in fishery science, eds. by Cadrin S.X., Friedland K.D. and Wailman J.R., Elsevier Academic press. 631-658.

Hare S.R..and Mantua N.J., 2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. Prog. Oceanogr., **47**: 103-145.

長谷川彰, 1985: 漁業管理, 恒星社厚生閣, 東京, 236pp.

Hilborn R. and Walters C.J., 1992: Quantitative fisheries stock assessment. Chapman and Hall, 570pp.

Hirota Y. and Hasegawa S., 1999: The zooplankton biomass in the Sea of Japan. Fish. Oceanogr., **8**: 274-283.

池田 謙, 桜井泰憲, 島崎健二, 1991a: 雄スルメイカの成熟に伴う精巣および付属腺の発達. 水誌, **57**: 2237-2242

池田 謙, 桜井泰憲, 島崎健二, 1991b: 雌スルメイカの成熟に伴う卵巣および付属生殖器官の発達. 日水誌, **57**: 2243-2247.

伊東祐方, 沖山宗雄, 笠原昭吾, 1965: 日本海沖合におけるスルメイカについての2・3の考察. 日水研報告, **15**: 55-70.

帰山雅秀, 2007: サケ類の生態系ベースの持続的資源管理と長期的な気候変動. 川崎 健・花輪公雄・谷口 旭・二平 章編, レジーム・シフト —気候変動と生物資源管理—. 成山堂書店, 131-139.

Kang Y., Kim J., Kim H. and Park J., 2002: Long-term changes in zooplankton and its relationship with squid, *Todarodes pacificus*, catch in Japan/East Sea. Fish. Oceanogr., **11**: 337-346.

笠原昭吾, 1972: 日本海沖合を中心としたスルメイカの生物特性—分布と移動—. 水産海洋研究, **21**: 48-58.

笠原昭吾, 1977: スルメイカ秋生まれ群資源の現状と

問題点．スルメイカ資源・漁海況検討会議シンポジウム報告．日水研，25-38.

Kasahara S., 1978：Descriptions of offshore squid angling in the Sea of Japan, with special reference to the distribution of common squid (*Todarodes pacificus* STEENSTRUP); and on the techniques for forecasting fishing conditions. Bull. Japan Sea Reg. Fish. Res. Lab. **28**：179-199.

笠原昭吾，1980：スルメイカ資源．日本水産学会漁業談話会報，**15**：33-49.

笠原昭吾，1987：日本海スルメイカの資源評価と漁況予測．イカ類資源・漁海況検討会議研究報告（昭和60年度）．日水研，29-42.

笠原昭吾，伊東祐方，1968：日本海におけるスルメイカ群の移動に関する研究Ⅱ　1966・1967年秋季の沖合分布群の性状とその移動．日水研報告，**20**：49-70.

加藤源治，1959：生態面からみたスルメイカ系統群の追跡－Ⅰ．日水研年報，**5**：1-17.

加藤源治，1960：生態面からみたスルメイカ系統群の追跡－Ⅱ．日水研年報，**6**：127-137.

Katugin O.N. and Mokrin N.M., 2001：Studies of biochemical-genetic population structure of the common squid (*Todarodes pacificus* Steenstrup, 1880) from the Japan Sea Ⅱ. Genetic differences between intraspecific seasonal cohorts. Ruthenica, **11**：57-76.

川崎　健，2007：レジーム・シフト理論に基づく小型浮魚資源の管理．川崎　健・花輪公雄・谷口　旭・二平　章編，レジーム・シフト　―気候変動と生物資源管理―．成山堂書店，101-111.

Kidokoro H. and Sakurai Y., 2008：Effect of water temperature on gonadal development and emaciation of Japanese common squid *Todarodes pacificus* (Ommastrephidae). Fish. Sci., **74**：553-561.

木所英昭，森　賢，後藤常夫，木下貴裕，2003：我が国におけるスルメイカの資源評価・管理方策について．資源管理談話会報，**30**：18-35.

木所英昭，和田洋藏，四方崇文，佐野勝雄，氏　良介，1999：平衡石の日周輪解析をもとにした1996年の日本海におけるスルメイカの成長．日水研報告，**49**：129-135.

Kiyofuji H., Saitoh S., 2004：Use of nighttime visible images to detect Japanese common squid *Todarodes pacificus* fishing areas and potential migration routes in the Sea of Japan. Mar. Ecol. Prog. Ser. **276**：173-186.

小松幸生，笠井亮秀，2007：マアジ卵稚仔魚輸送予測モデルの開発．海洋，**39**：550-555.

黒田一紀，1991：マイワシの初期生活期を中心とする再生産過程に関する研究．中央水研報告，**3**：25-278.

Lange A.M.T., Sissenwine M.P., 1983：Squid resources of the Northwest Atlantic. *In* Advances in assessment of world cephalopod resources, ed. By Caddy J.F., FAO Fisheries Technical Paper No. 231, FAO, Rome, 21-54.

Leslie P.H., Davis D.H.S., 1939：An attempt to determine the absolute numbers of rats on a given area J. Anim. Ecol., **8**：94-113.

Ludwog D, Hilborn R, Walters C., 1993：Uncertainty, recourse exploitation, and conservation: Lesson from history. Science, 260：17.

町中　茂，宮下民部，宮島英雄，笠原昭吾，1980：1979年日本海沖合水域におけるスルメイカ標識放流の再捕結果と資源特性値の推定．石川水試研究報告，**3**：37-52.

Mantua N., 2004：Methods for detecting regime shifts in large marine ecosystems: a review with approaches applied to North Pacific data. Prog. Oceanogr., **60**, 165-182.

Minobe S., 1997：A 50-70 Year climate oscillation over the North Pacific and North America. Geophys. Res. Lett. **24**：683-686.

Murata M., 1989：Population assessment, management and fishery forecasting for the Japanese common squid, *Todarodes pacificus*. *In* Marine invertebrate fisheries: their assessment and management, ed. by Caddy J.R., John Wiley, 613-636.

村田　守，新谷久男，1977：スルメイカ冬生まれ群資源の現状と問題点．スルメイカ資源・漁海況検討会議シンポジウム報告．日水研，1-14.

村田　守，小野田豊，田代征秋，山岸吉弘，鈴内孝行，1973：北部日本海沖合域におけるスルメイカの生態学的研究（1971）．北水研報告，**39**：1-25.

森　賢，2006：スルメイカ冬季発生系群の初期生態と資源変動機構に関する研究．北海道大学審査学位論文，171pp.

森　賢，中村好和，2001：標識放流から推定したスルメイカ太平洋系群の回遊経路．北水研報告，**65**：21-43.

森岡泰啓，1985：日本海のプランクトン生物量．水産

海洋研究, **47**：63-66.

長沼光亮, 1967：日本海沖合の前線海域におけるカラフトマス, サンマ, スルメイカの漁場形成位置に関する考察. 日水研報告, **18**：93-107.

長沼光亮, 2000：生物の生息環境としての日本海. 日水研報告, **50**：1-42.

Nagasawa K., Takayanagi S. and Takami T., 1993：Cephalopod tagging and marking in Japan: a review. *In* Recent Advances in Cephalopod Fisheries Biology, eds. by Okutani T., O'Dor R. K. and Kubodera T., Tokai University Press, Tokyo, 313-329.

中村 藍, 2006：スルメイカを一例としたオペレーティングモデルによるABC算定規則の検討. 東京海洋大学修士論文.

Nakamura Y., 1993：Vertical and horizontal movements of mature females of *Ommastrephes bartramii* observed by ultrasonic telemetry. *In* Recent Advances in Cephalopod Fisheries Biology, eds. by Okutani T., O'Dor R. K. and Kubodera T., Tokai University Press, Tokyo, 331-336.

中村好和, 1996：東北・北海道太平洋海域に来遊したスルメイカの資源量推定. イカ類資源・漁海況検討会議研究報告（平成6年度）, 7-14, 北水研.

中村好和, 森 賢, 1998：1996年の道東・南部千島太平洋並びにオホーツク海でのスルメイカとアカイカの分布と回遊. 北水研報告, **62**：63-82.

Nakamura, Y. and Sakurai, Y., 1991：Validation of daily growth increments in statolith of Japanese common squid *Todarodes pacificus*. Nippon suisan gakkaishi, **57**：2007-2011.

Nakamura, Y. and Sakurai, Y., 1993：Age determination from daily growth increments in statolith of some group of the Japanese common squid *Todarodes pacificus*. *In* Recent Advances in Cephalopod Fisheries Biology, eds. by Okutani T., O'Dor R. K. and Kubodera T., Tokai University Press, Tokyo, 3337-342.

Nakata, J., 1993：Long-term changes in catch and biological features of Japanese common squid (*Todarodes pacificus*) in waters off the east coast of Hokkaido. *In* Recent Advances in Cephalopod Fisheries Biology, eds. by Okutani T., O'Dor R. K. and Kubodera T., Tokai University Press, Tokyo, 343-350.

中田 淳, 1994：平衡石日齢査定による道南日本海のスルメイカの発生時期の推定. イカ類資源・漁海況検討会議研究報告（平成4年度）. 遠洋水研, 1-11.

NFRDI, 2000：Fishing ground and ecology of the important fishery resources of South Korean EEZ. NFRDI, Busan, 317pp (in Korean).

Noto M. and Yasuda I., 1999：Population decline of the Japanese sardine, *Sardinops melanostictus*, in relation to sea surface temperature in the Kuroshio Extension. Can. J. Fish. Aquat.Sci., **56**：973-983.

二平 章, 2007：レジーム・シフトと底魚資源. 川崎健・花輪公雄・谷口 旭・二平 章編, レジーム・シフト —気候変動と生物資源管理—. 成山堂書店, 157-173.

O'Dor R.K., 1998：Can understanding squid life history strategies and recruitment improve management? South Africal journal of marine science, **20**：1963-206.

O'Dor R.K. and Dawe E.G., 1998：*Illex illecebrosus*. *In* Squid recruitment dynamics. The genus *Illex* as a model, the commercial *Illex* species and influence on variability. eds. by Rodhouse P.G., Dawe E.G., O'Dor R.K., FAO Fisheries Technical Paper No. 376, FAO, Rome, 77-104.

O'Dor R.K. and Lipinski M. R., 1998：The genus *Illex* (Cephalopoda；Ommastrephidae)：Characteristics, distribution and fisheries. *In* Squid recruitment dynamics. The genus *Illex* as a model, the commercial *Illex* species and influence on variability. eds. by Rodhouse P.G., Dawe E.G., O'Dor R.K., FAO Fisheries Technical Paper No. 376, FAO, Rome, 1-12.

O'Dor R.K., and Wells M. J., 1987：Energy and nutrient flow. *In* Cephalopod life cycles Ⅱ, ed. by Boyle P. R., Academic press, London, 108-133.

沖山宗雄, 1965：日本海におけるスルメイカ *Todarodes pacificus* (Steenstrup) の食性. 日水研報告, **14**：31-41.

Okutani T., 1977：Stock assessment of cephalopod resources fished by Japan. FAO fisheries technical paper No. 173, FAO, Rome, 62pp.

Okutani T., 1983：*Todarodes pacificus*. In Cephalopod life cycles Ⅰ, ed. by Boyle P. R., Academic press, London, 201-214.

Okutani, T. and Watanabe, T., 1983：Stock

assessment by larval survey of the winter population of *Todarodes pacificus* (Cephalopoda: Ommastrephidae), with a review of early works. Biol. Oceanog. **2**：401-431.

Pierce G.J. and Guerra A., 1994：Stock assessment methods used for cephalopod fisheries. Fish.Res., **21**：255-285.

Quinn T.J. and Deriso R.B., 1999：Quantitative fish diyamics. Oxford university press, 542pp.

坂口健司，中田　淳，2006：2001年の北海道北部海域におけるスルメイカの日齢と群構造．水産海洋研究，**70**：16-22.

酒井光夫，2002：南西大西洋におけるマツイカの漁海況見通しについて．全国いか組合報，**410**：41-49

酒井光夫，2006：海洋丸による2005の若齢マツイカ加入量調査（アルゼンチン海域）と2006年漁期の特徴．全国いか組合報，**459**：51-61.

桜井泰憲，1998：気候変化に伴うスルメイカ資源変動のシナリオ．海洋，**30**：424-435.

桜井泰憲，2007a：レジーム・シフトを含む気候変化に応答するイカ類の資源変動．川崎　健・花輪公雄・谷口　旭・二平　章編，レジーム・シフト　—気候変動と生物資源管理—．成山堂書店，113-129.

桜井泰憲，2007b：地球温暖化とスルメイカの未来－日本海が果たす役割．水環境学会誌，**30**：410-415.

Sakurai Y., 2007：An overview of the Oyashio ecosystem. Deep-Sea Res. Ⅱ, **54**, 2526-2542.

Sakurai Y., Bower J. R., Nakamura, Y., Yamamoto S. and Watanabe K., 1996：Effect of temperature on development and survival of *Todarodes Pacificus* embryos and paralarvae. Amer. Malac. Bull., **13**：89-96.

Sakurai, Y., Kiyofuji, H., Saitoh, S., Goto, T. and Hiyama, Y., 2000：Changes in inferred spawning areas of *Todarodes pacificus* (Cephalopoda: Ommastrephidae) due to changing environmental conditions. ICES J. Mar. Sci., **57**：24-30.

桜井泰憲，酒井一明，宮長　幸，山本　潤，森　賢，2005：新しい再生産仮説に基づくスルメイカ冬生まれ群の再生産海域の推定．海洋，**37**：586-591.

添田潤助，1950：日本沿岸における“するめいか”*Ommastrephes sloani pacificus* (Steenstrup) の回遊に就いて．北水試研究報告，**4**：1-30.

鷹見達也，1993：スルメイカ漁獲試験の問題点．イカ類資源・漁海況検討会議研究報告（平成３年度）．日水研，29-42.

Takasuka A., Oozeki Y. and Aoki I., 2007：Optimal growth temperature hypothesis: Why do anchovy flourish and sardine collapse or vice versa under the same ocean regime? Can. J. Fish. Aquat. Sci. **64**：768-776.

Tian Y., Kidokoro H. and Watanabe T., 2006：Long-term changes in the fish community structure from the Tsushima warm current region of the Japan/East Sea with an emphasis on the impact of fishing and climate regime shift over the last four decades. Prog. Oceanogr., **68**：217-237.

魚住雄二，1993：資源研究における平衡石を用いた日齢査定の効用について．イカ類資源・漁海況検討会議研究報告（平成４年度），遠洋水研，清水市，22-40.

和田時夫，1988：道東海域のおけるまき網対象マイワシ資源の来遊動態に関する研究．北水研報告，**52**：1-138.

Walters C. and Parma A.M. 1996：Fixed exploitation rate strategies for coping with effect of climate change. Can. J. Fish. Aquat. Sci., **53**：148-158.

Waluda C.M., Trathan P.N. and Rodhouse P.G., 1999：Influence of oceanographic variability on recruitment in the *Illex argentinus* (Cephalopoda: Ommastrephidae) fishery in the South Atlantic. Mar. Ecol. Prog. Ser., **183**：159-167.

Waluda C.M., Rodhouse P.G., Podesta G.P. and Trathan P.N., 2001：Surface oceanography of the inferred hatching grounds of *Illex argentinus* (Cephalopoda: Ommastreshidae) and influences on recruitment variability. Mar. Biol., **139**. 671-679.

渡邊達郎，清水大輔，木所英昭，2007：レジームシフトに伴う日本海スルメイカ稚仔の輸送・生残過程変動．水産海洋学会大会講演要旨集　2007年度．11p.

Watanabe Y., Zenitani H. and Kimura R., 1995：Population decline of the Japanese sardine *Sardinops melanostictus* owing to recruitment failures. Can. J. Fish. Aquat. Sci. **52**：1609-1616.

Watanabe Y., Zenitani H. and Kimura R., 1996：Offshore expansion of spawning of the Japanese sardine, *Sardinops melanostictus*, and its implication for egg and larval survival. Can. J.

Fish. Aquat. Sci. **53**：55-61.

渡邊良朗，高橋素光，2007：イワシ類の生態とレジーム・シフト．川崎 健・花輪公雄・谷口 旭・二平 章編，レジーム・シフト —気候変動と生物資源管理—．成山堂書店，141-155.

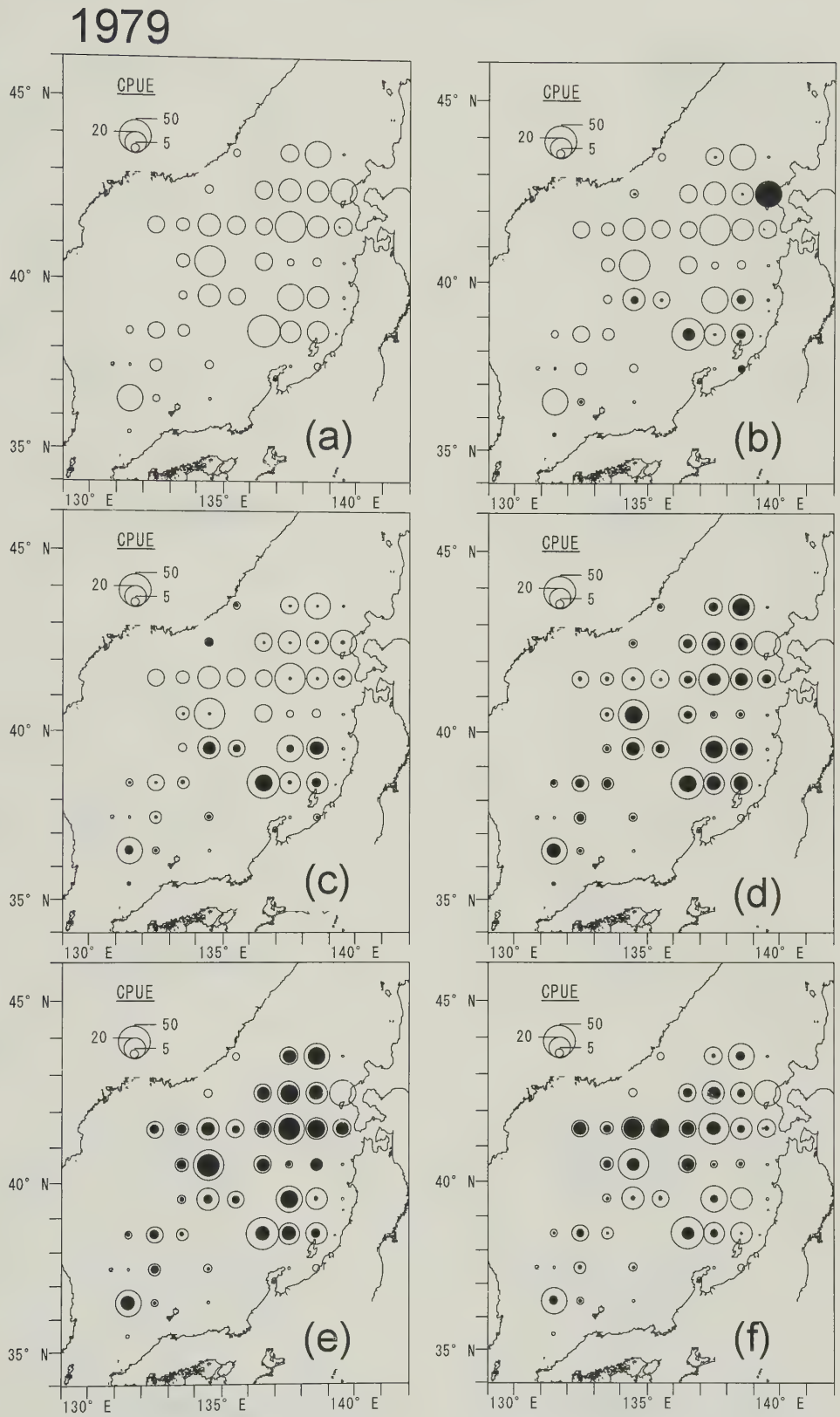
山本 潤，2002：日本海南西海域におけるスルメイカ秋生まれ群の再生産機構に関する研究．北海道大学審査学位論文，111pp.

谷津明彦，2005：レジームシフトと TAC 対象種の管理．青木一郎・二平 章・谷津明彦・山川 卓編，レジームシフトと水産資源管理．恒星社厚生閣，11-23.

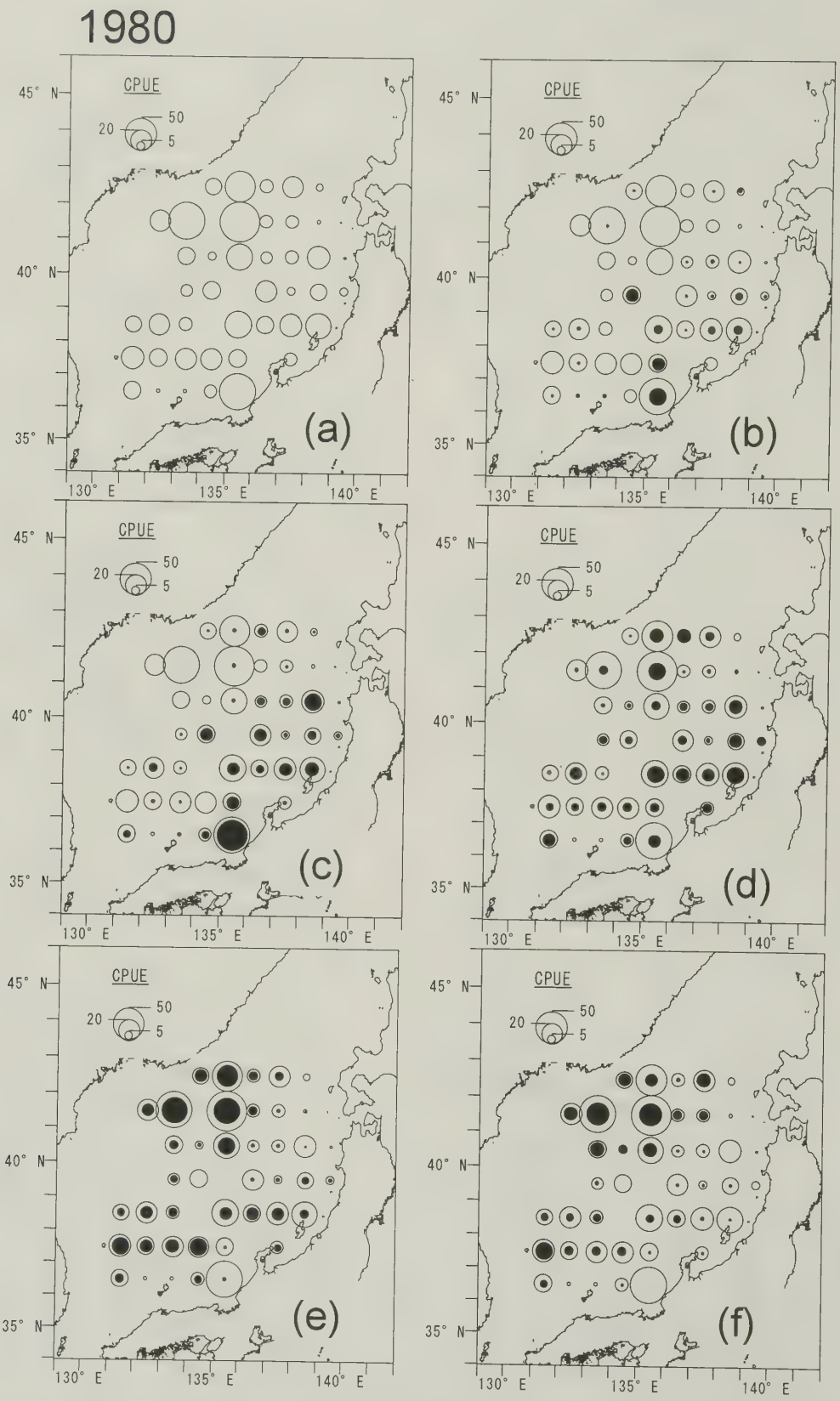
Yatsu A., Watanabe T., Ishida M., Sugisaki H. and Jacobson L. 2005：Environmental affects on recruitment and productivity of Japanese sardine *Sardinops melanostictus* and chub mackerel *Scomber japonicus* with recommendations for management. Fish. Oceanogr., **14**：263-278.

Zenitani H. and Yamada S., 2000：The relation between spawning area and biomass of Japanese pilchard, *Sardinops melanostictus*, along the Pacific coast of Japan. Fish. Bull., **98**：842-848.

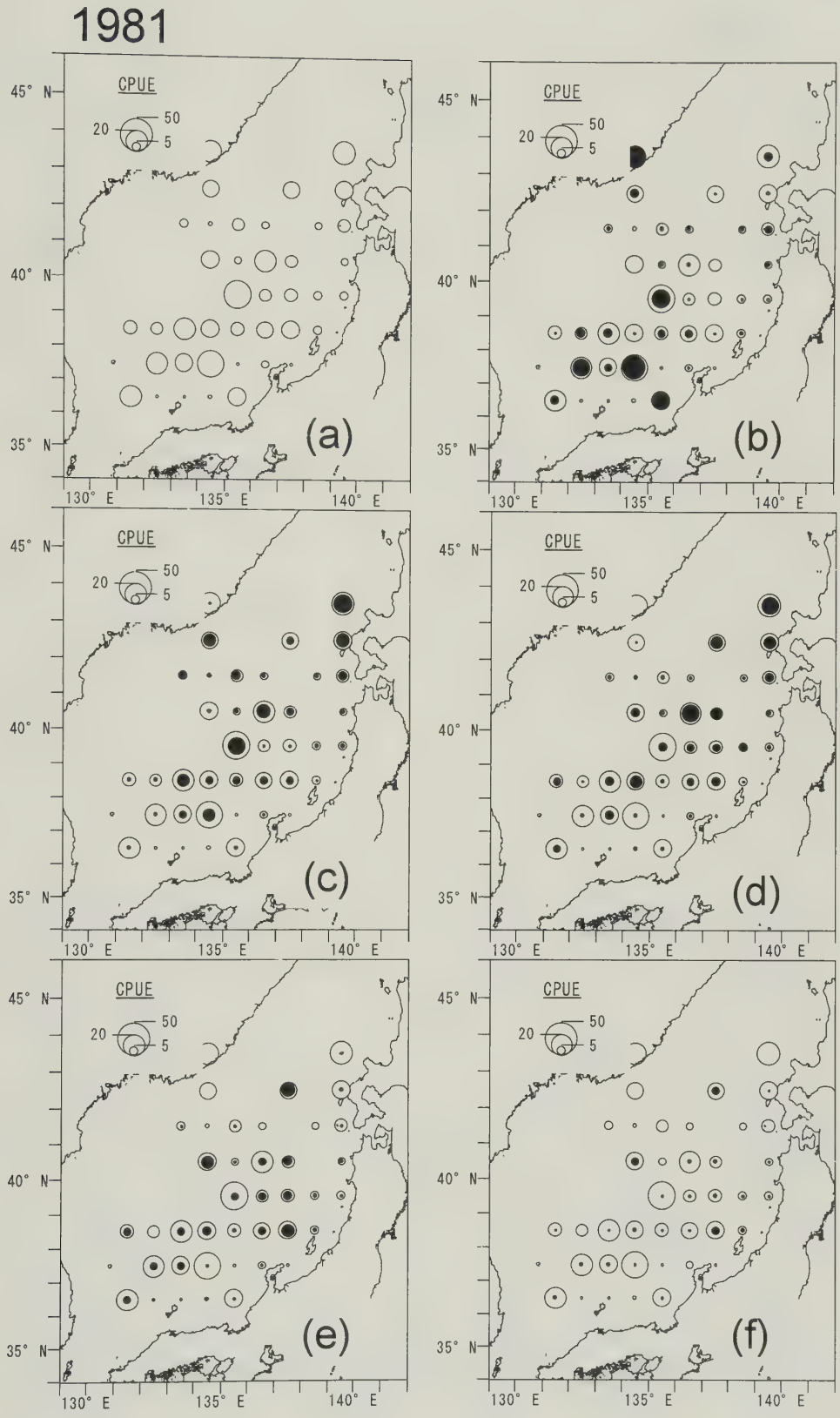
Zhang C., Lee J., Seo Y., Yoon S. and Kim S., 2004：Variations in the abundance of fisheries resources and ecosystem structure in the Japan/East Sea. Prog. Oceanogr., **61**：245-265.



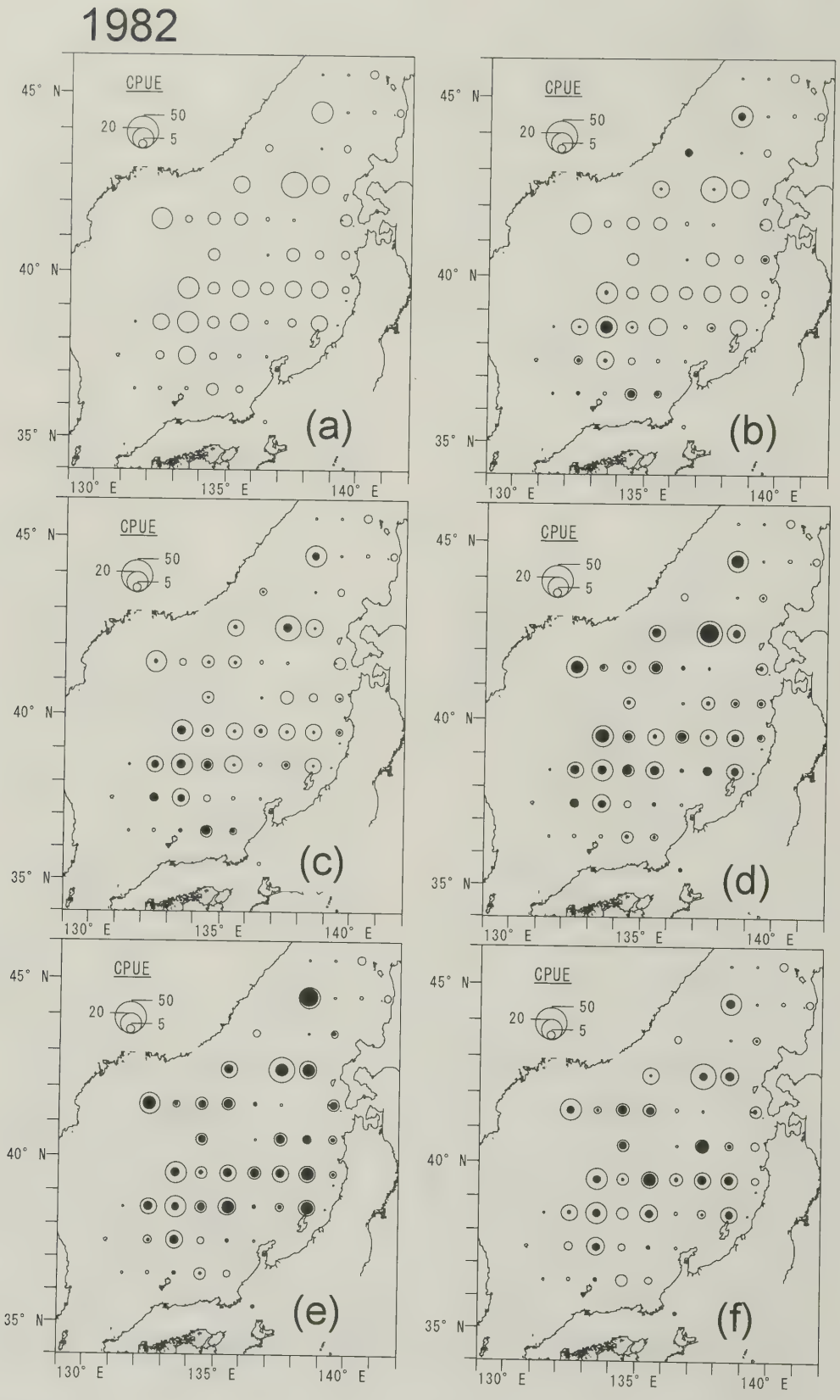
Appendix 1. Distribution map of the CPUE obtained by the experimental jigging survey conducted in June and July in 1979–2007. In these figures, open circles represent CPUE for total mantle length classes, and closed circles represent CPUE of each mantle length class. (a) CPUE for all mantle length class, (b) CPUE for <17 cm mantle length class, (c) CPUE for 17 cm–19 cm mantle length class, (d) CPUE for 19 cm–21 cm mantle length class, (e) CPUE for 21 cm–23 cm mantle length class, (f) CPUE for above 23 cm mantle length class.



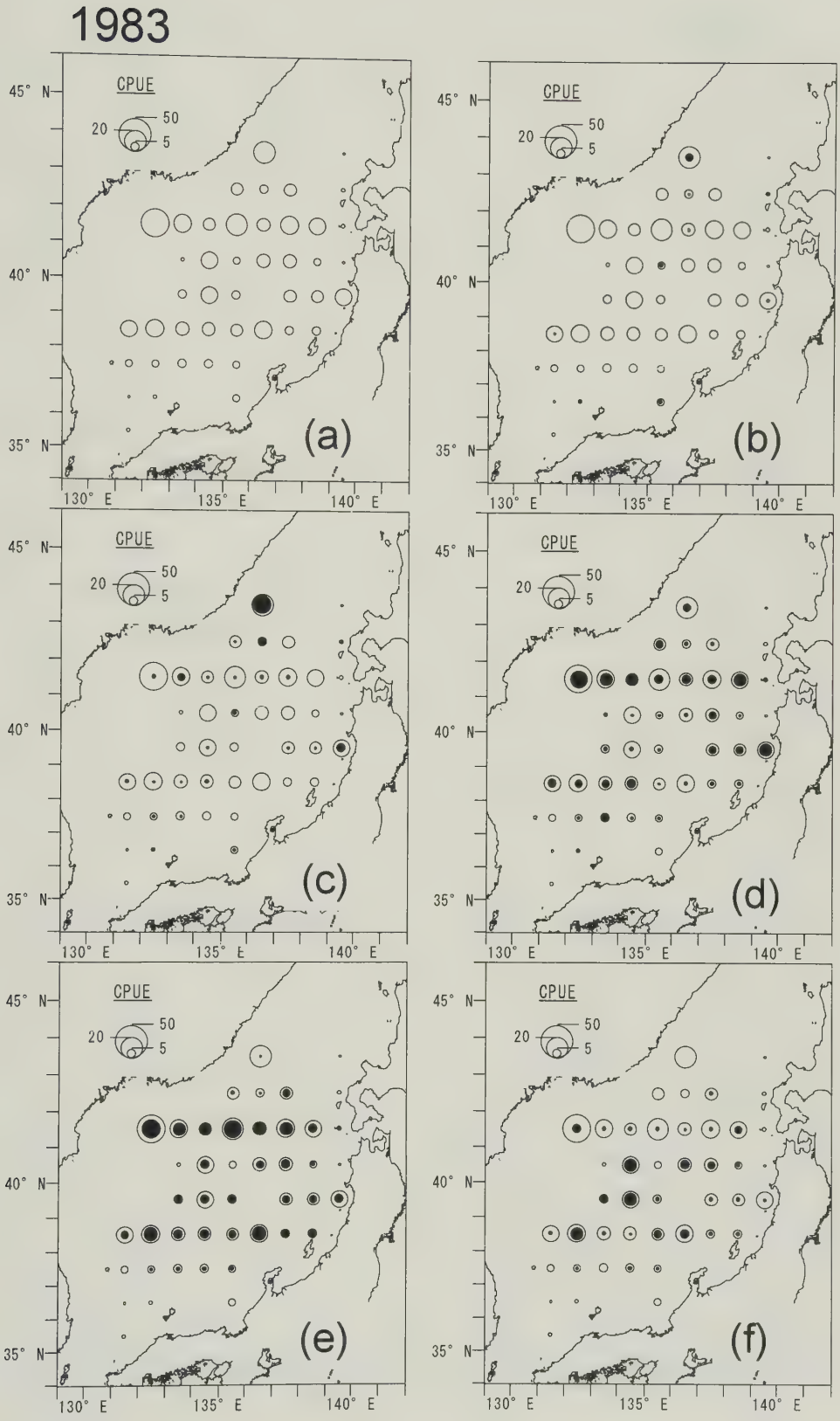
Appendix 1. (continued)



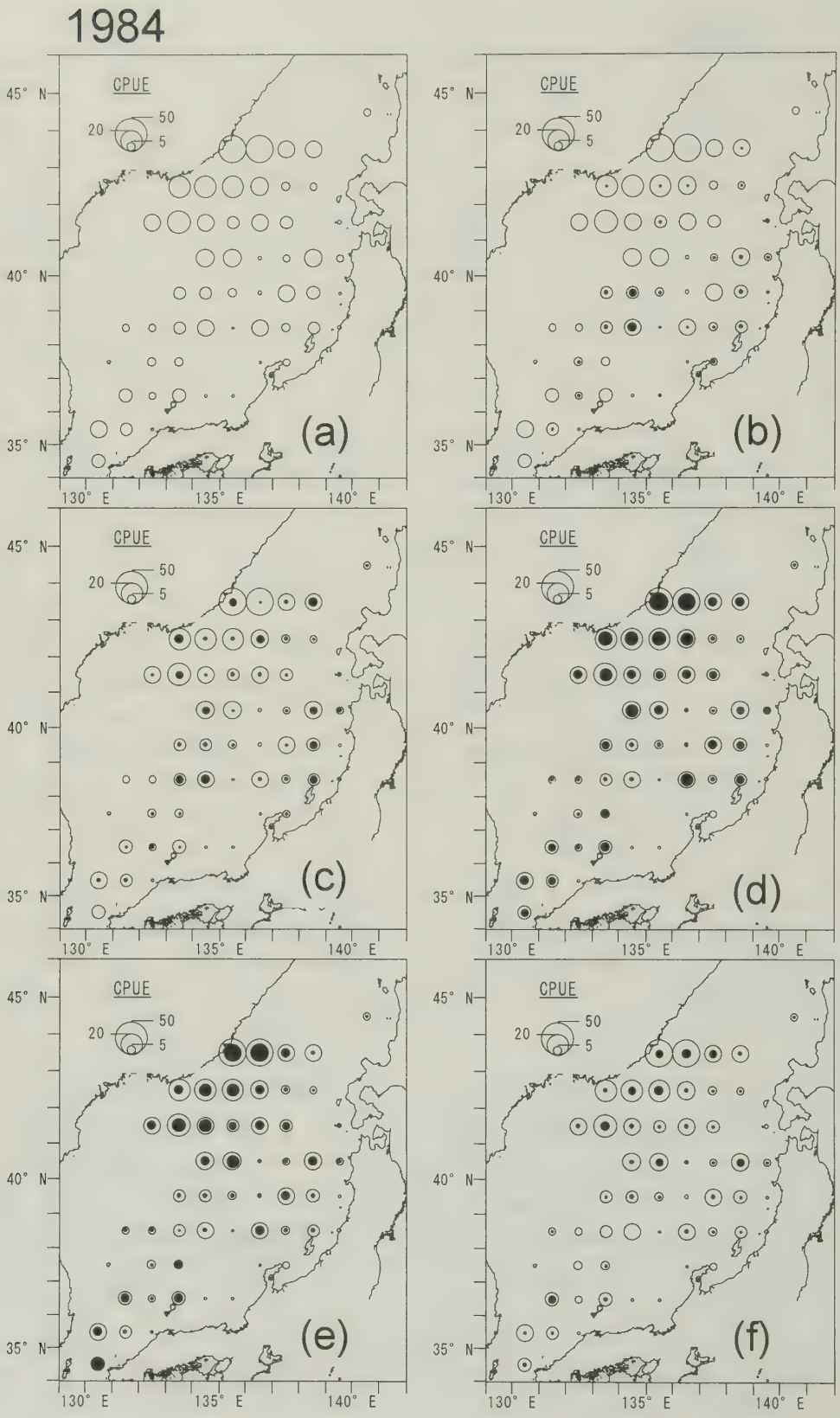
Appendix 1. (continued)



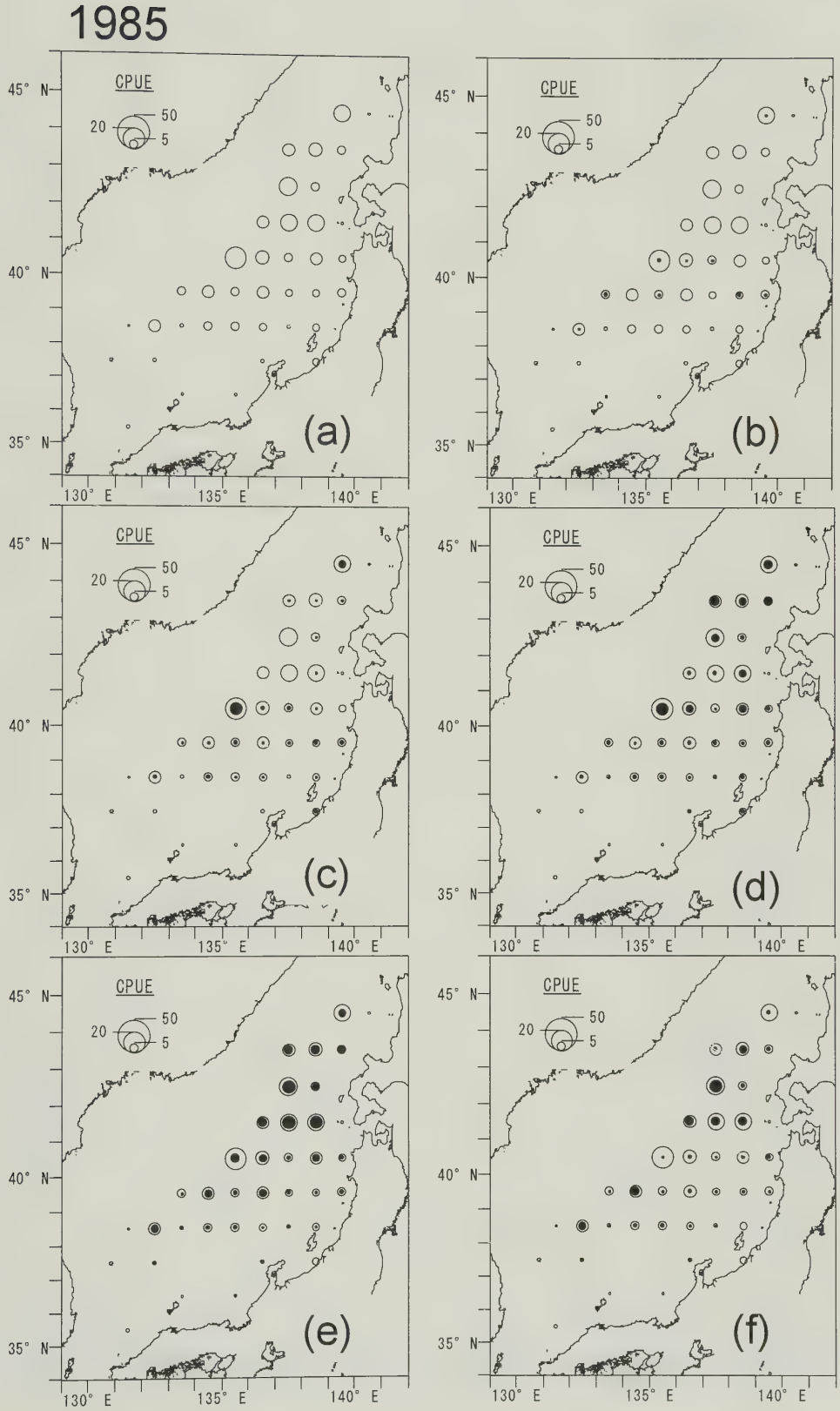
Appendix 1. (continued)



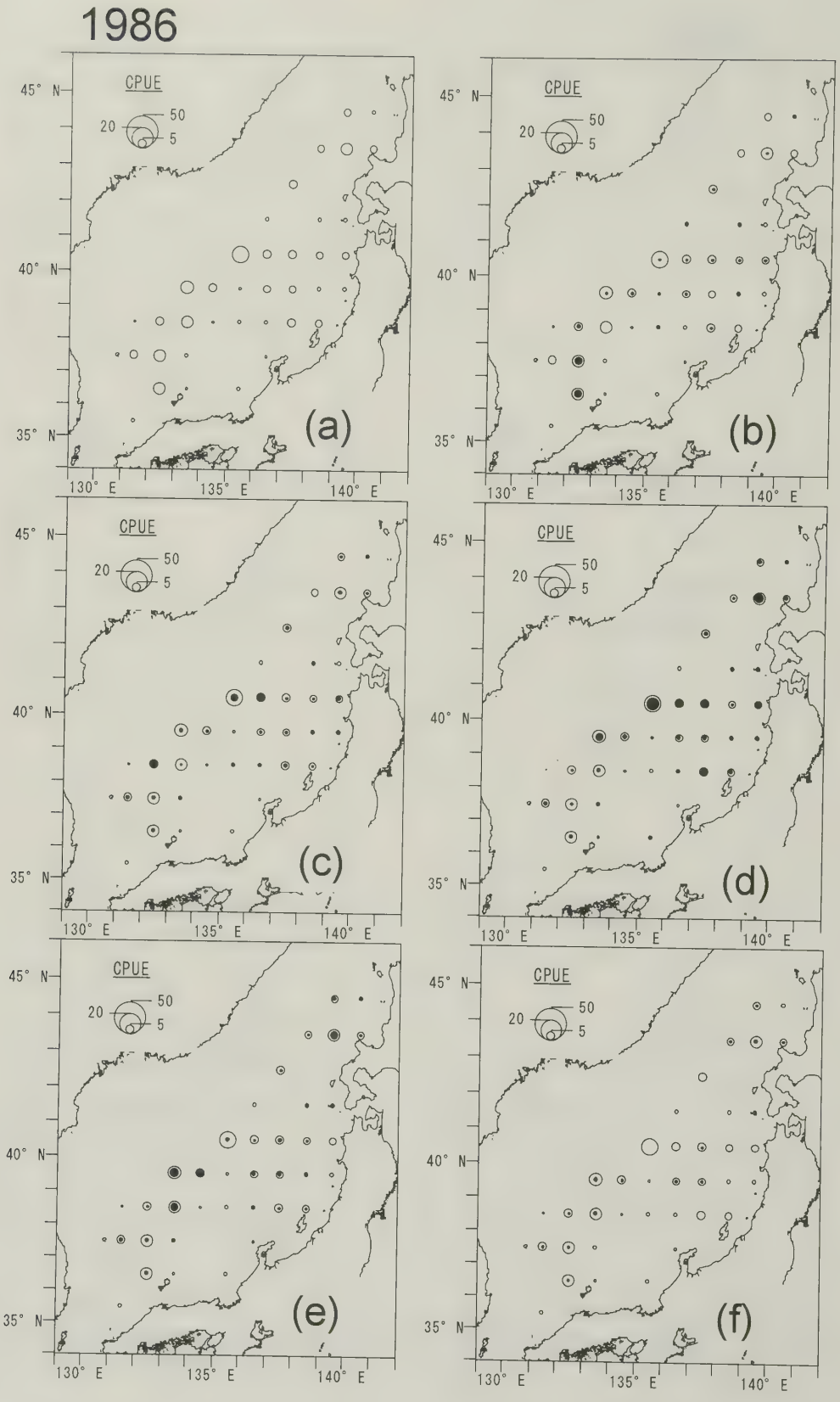
Appendix 1. (continued)



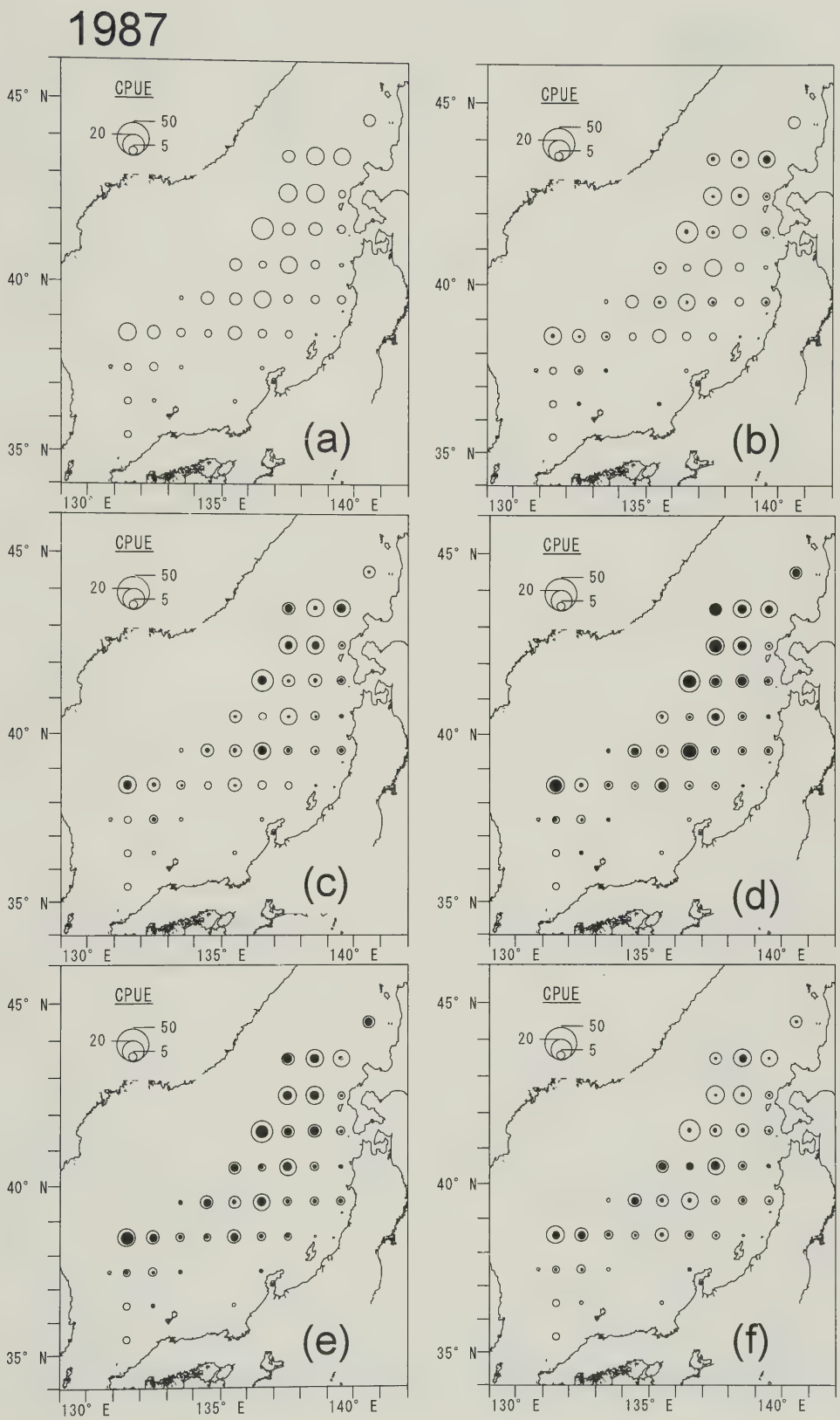
Appendix 1. (continued)



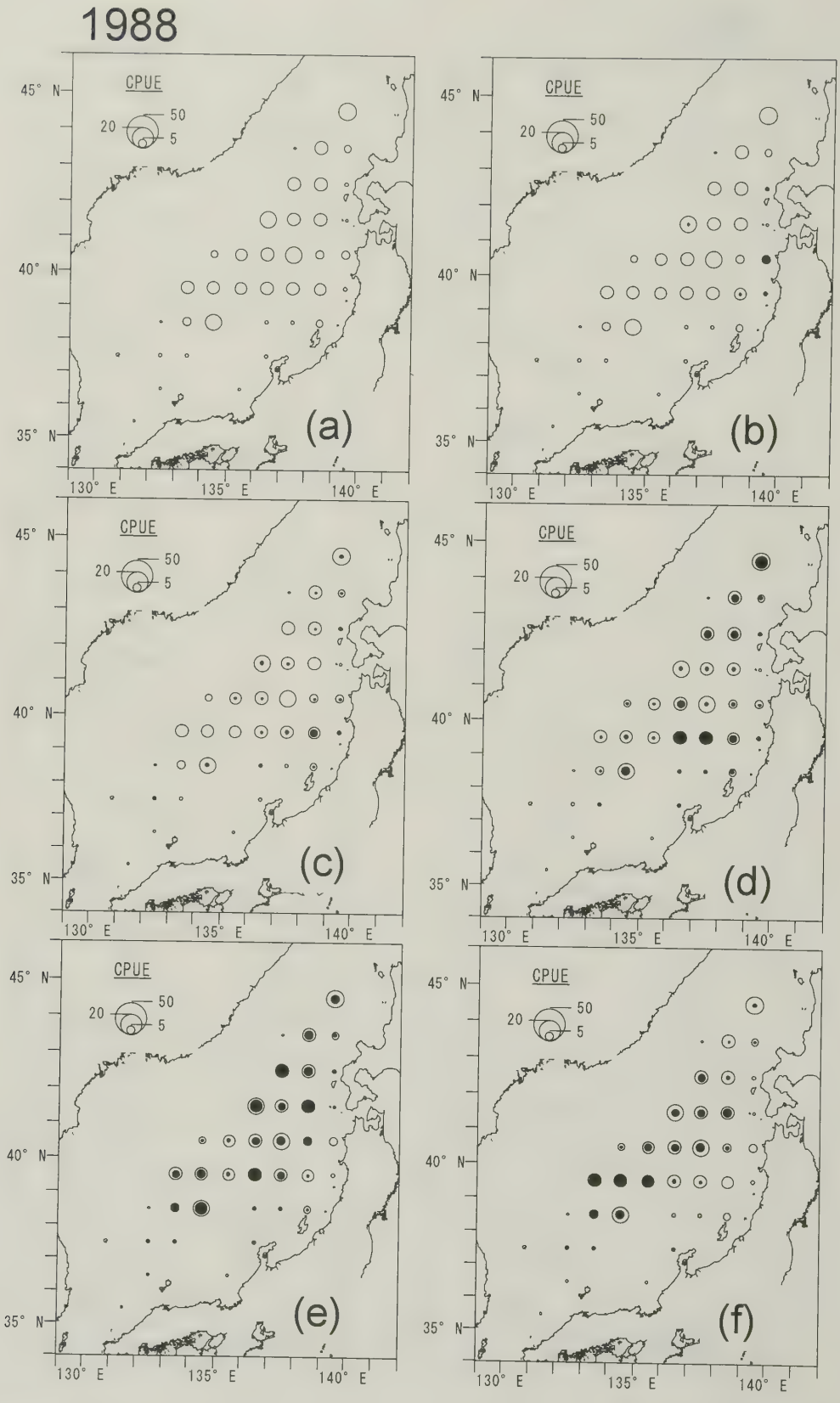
Appendix 1. (continued)



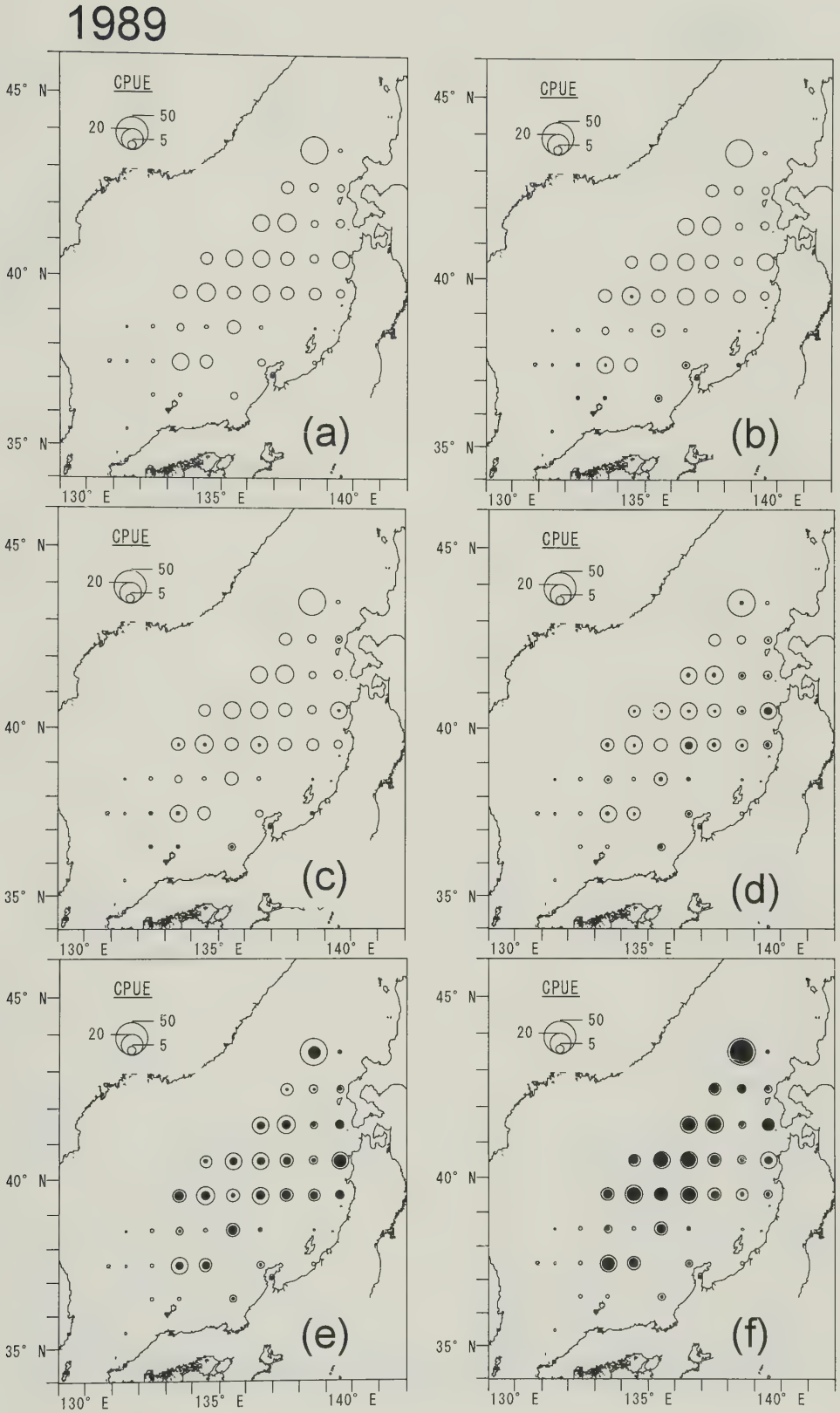
Appendix 1. (continued)



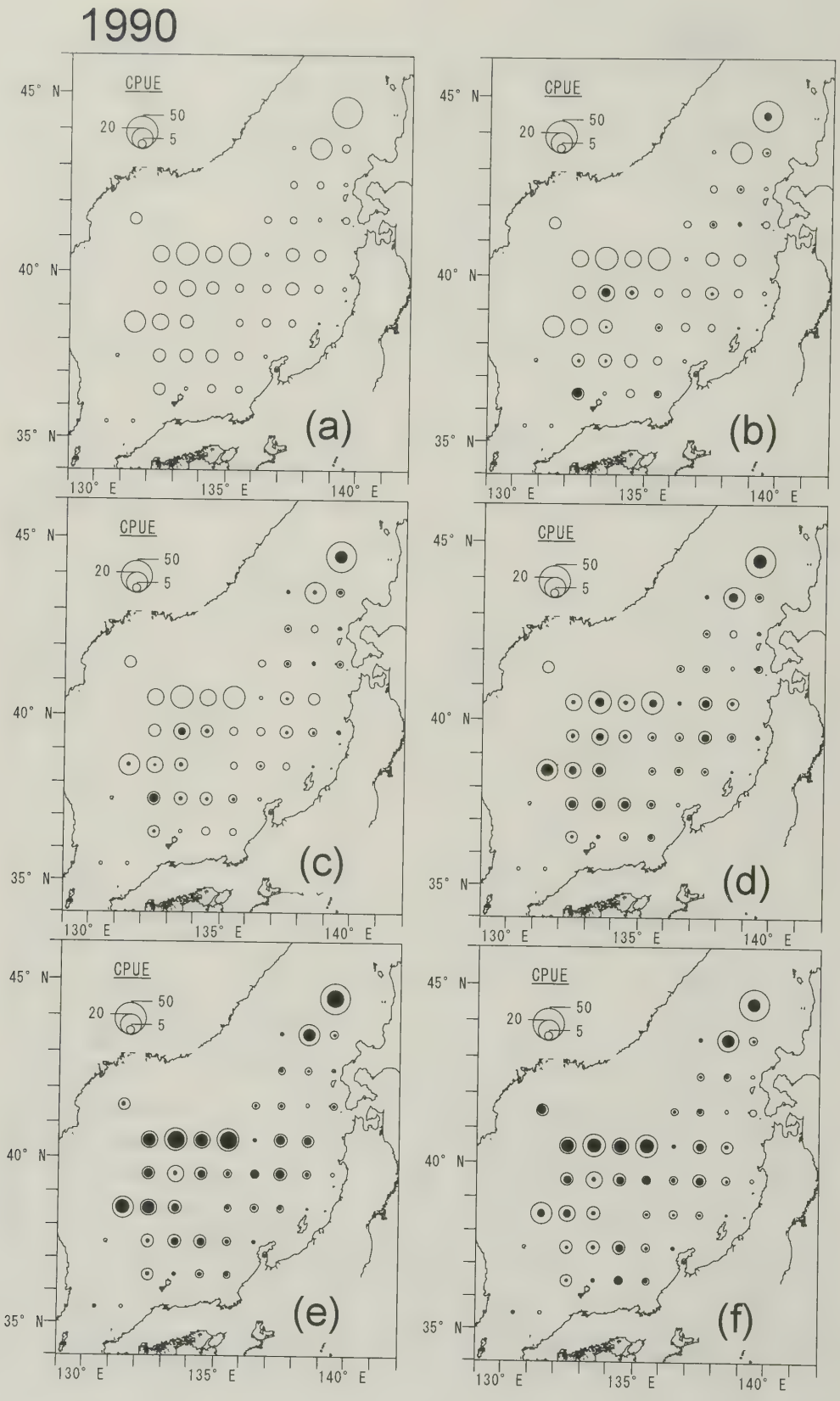
Appendix 1. (continued)



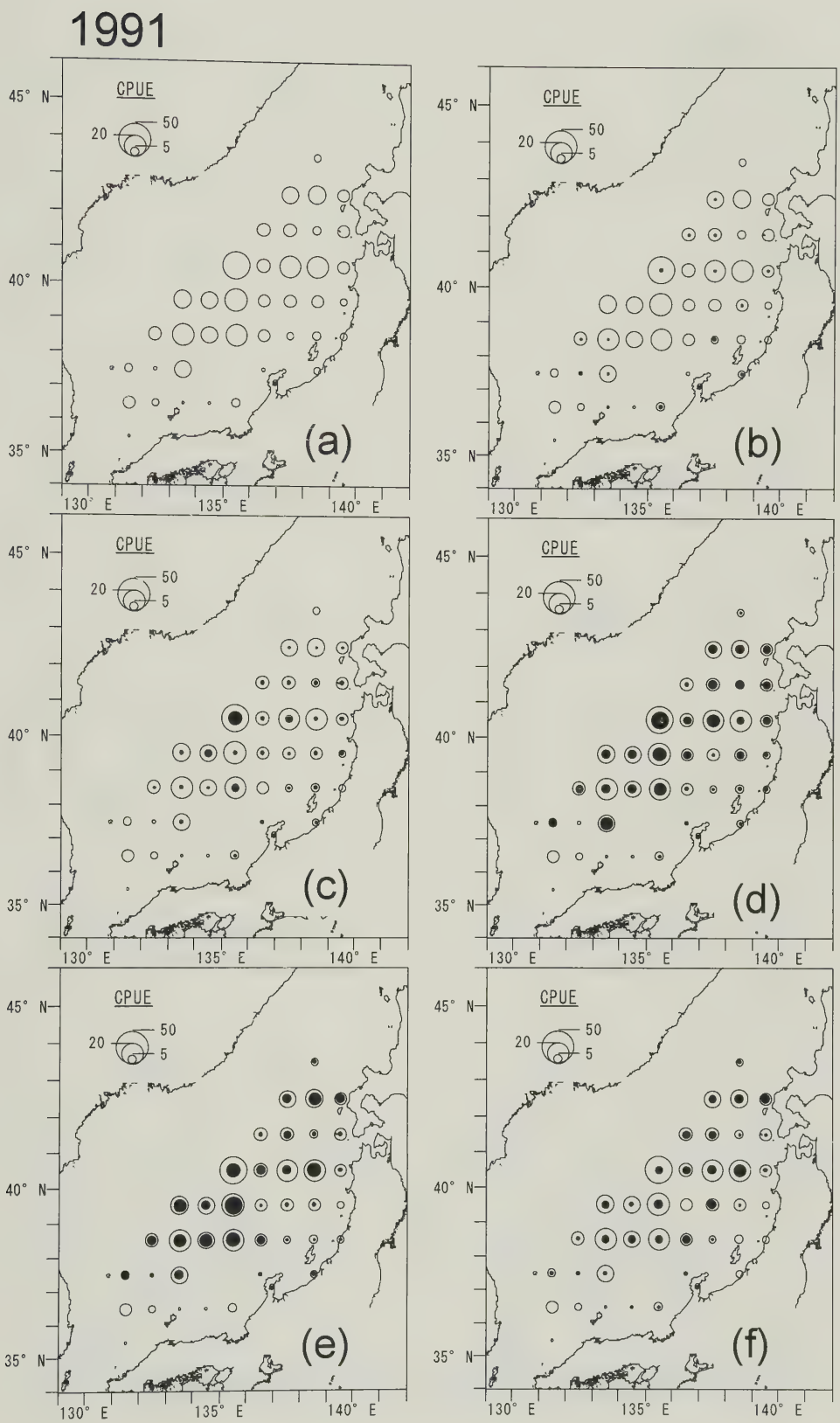
Appendix 1. (continued)



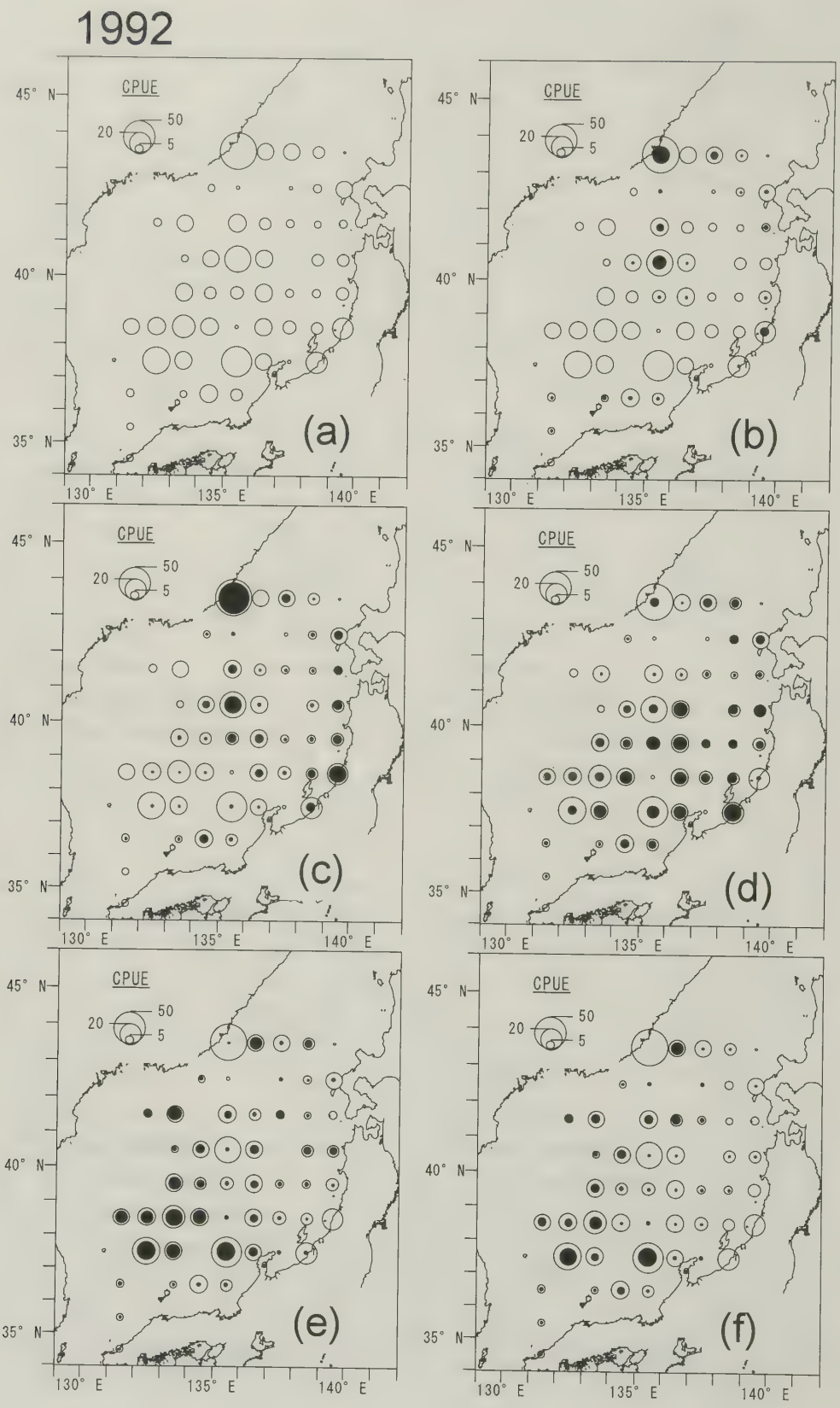
Appendix 1. (continued)



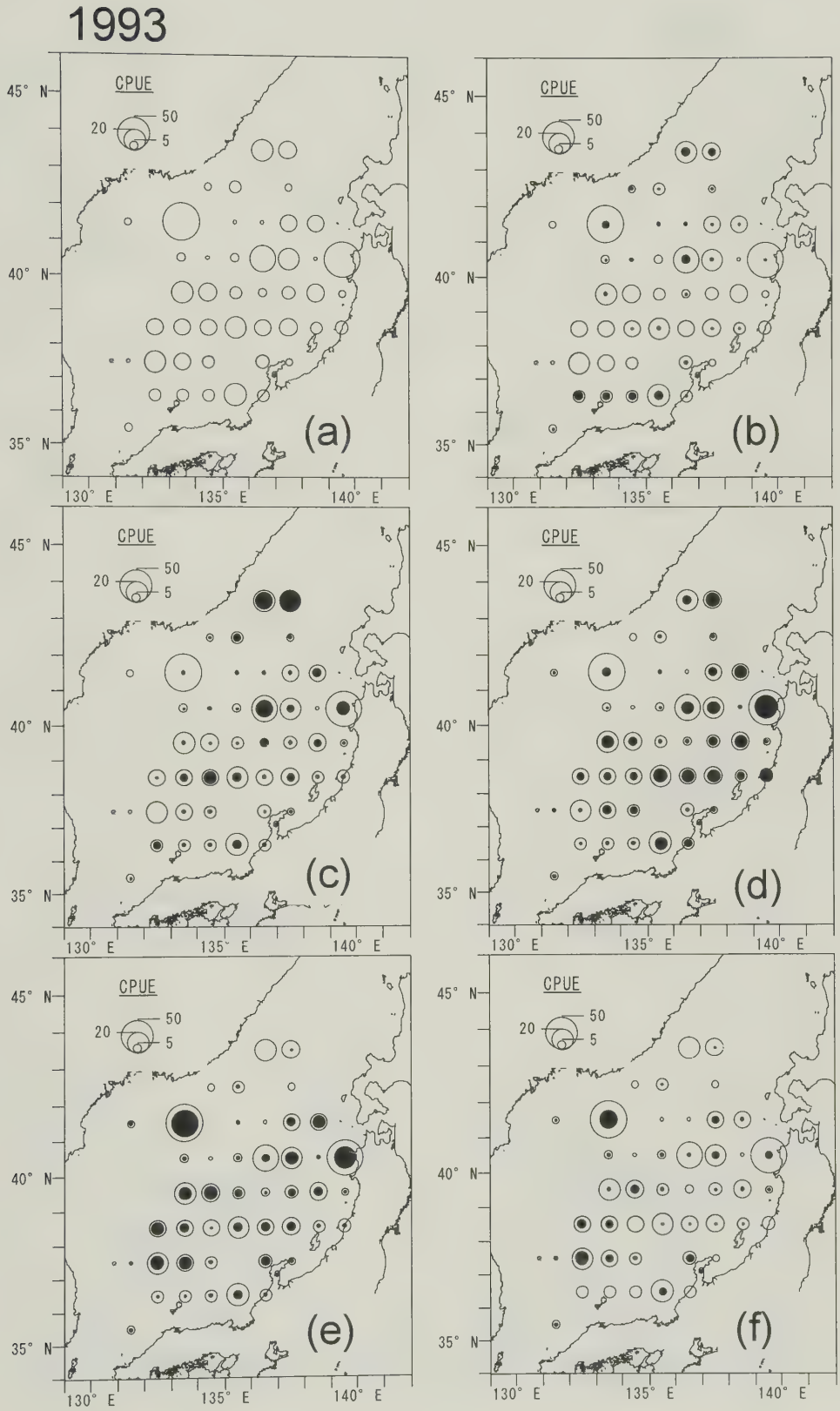
Appendix 1. (continued)



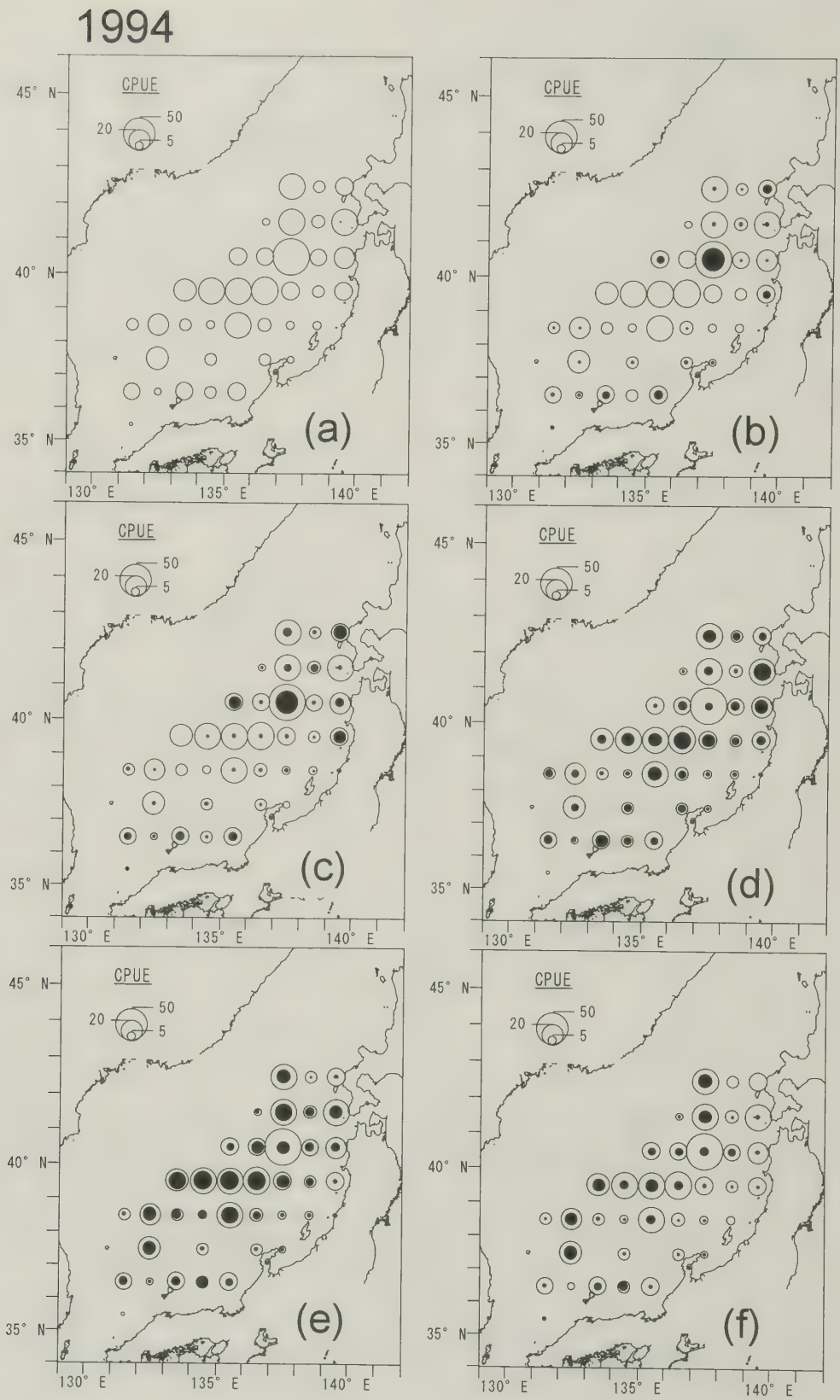
Appendix 1. (continued)



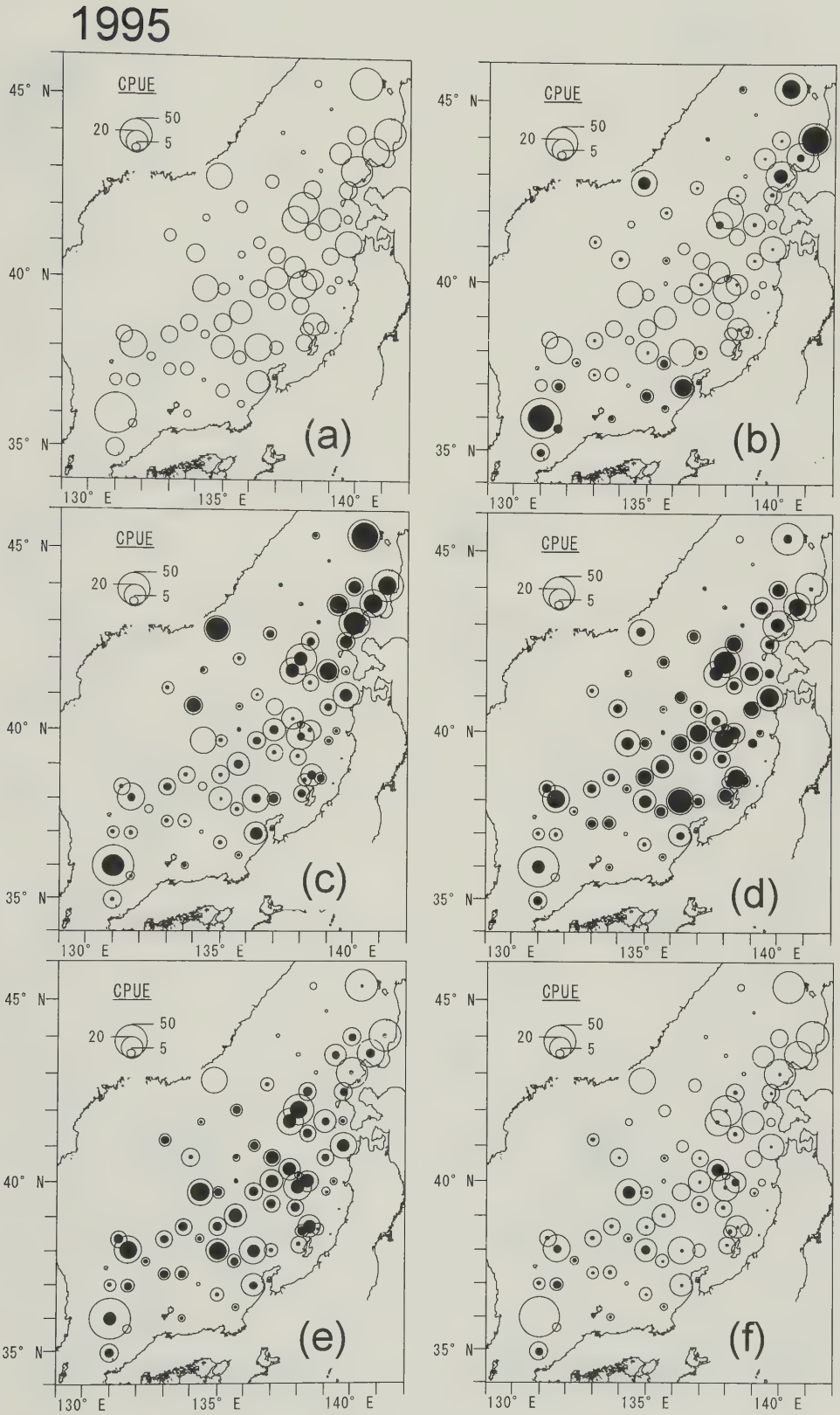
Appendix 1. (continued)



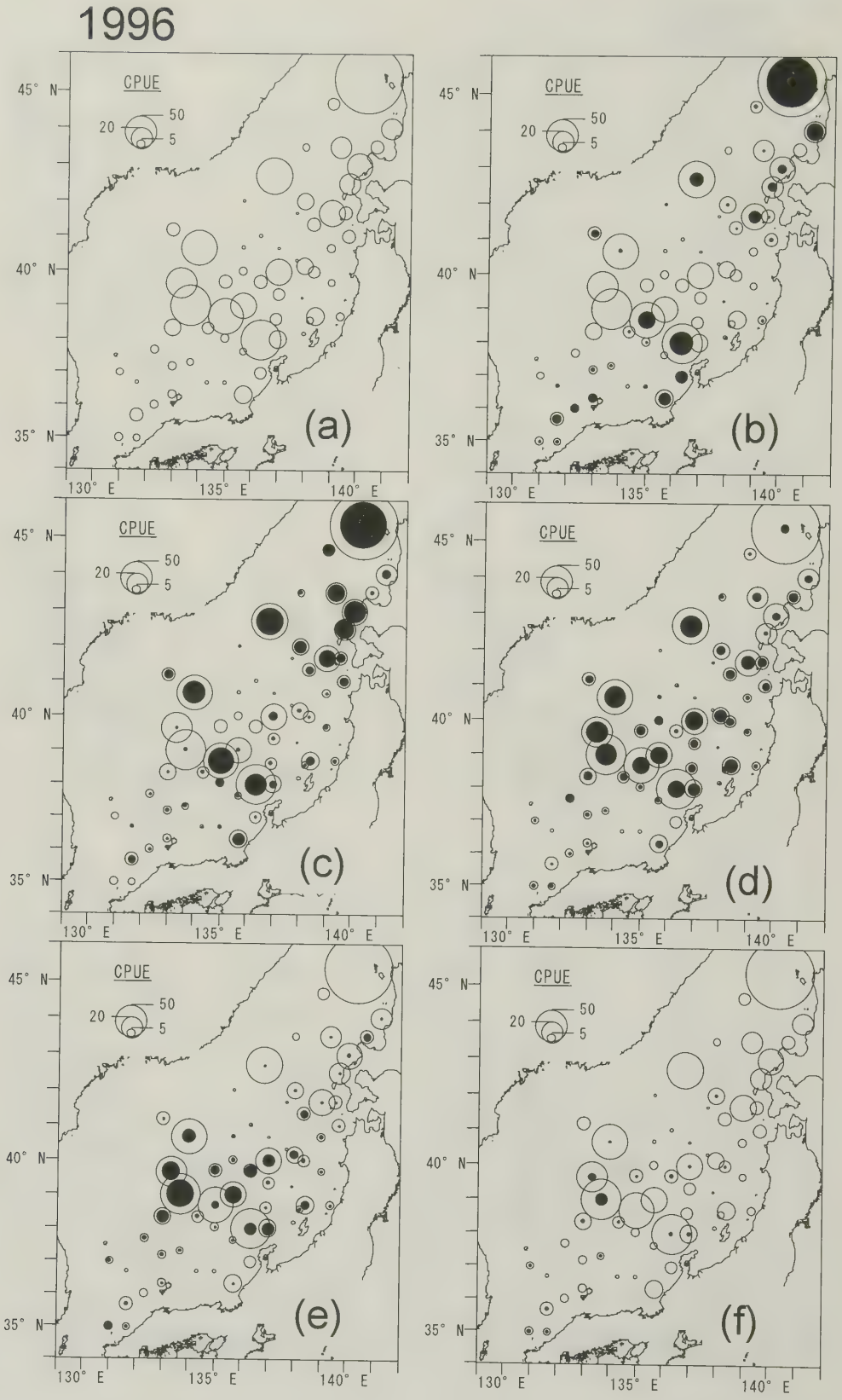
Appendix 1. (continued)



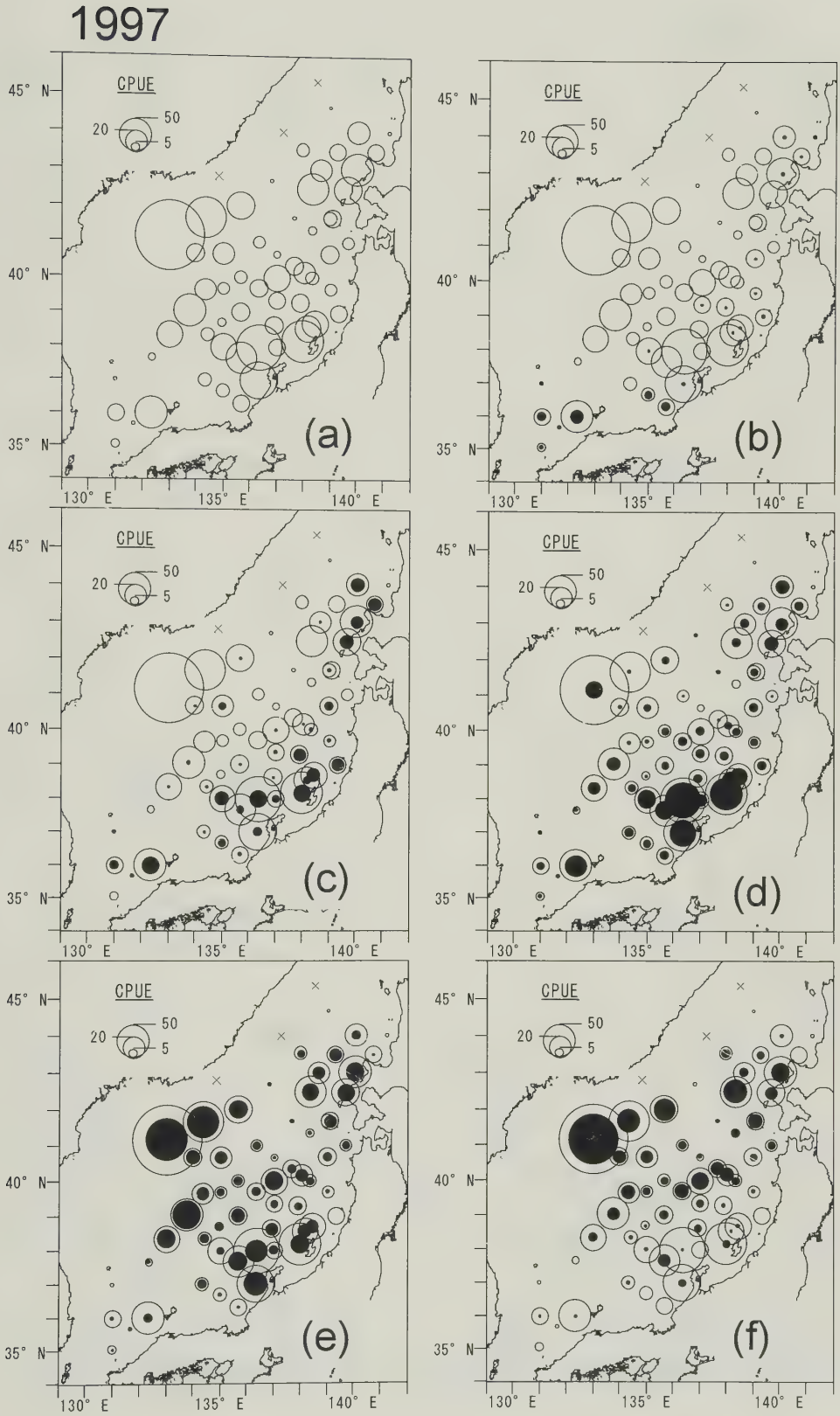
Appendix 1. (continued)



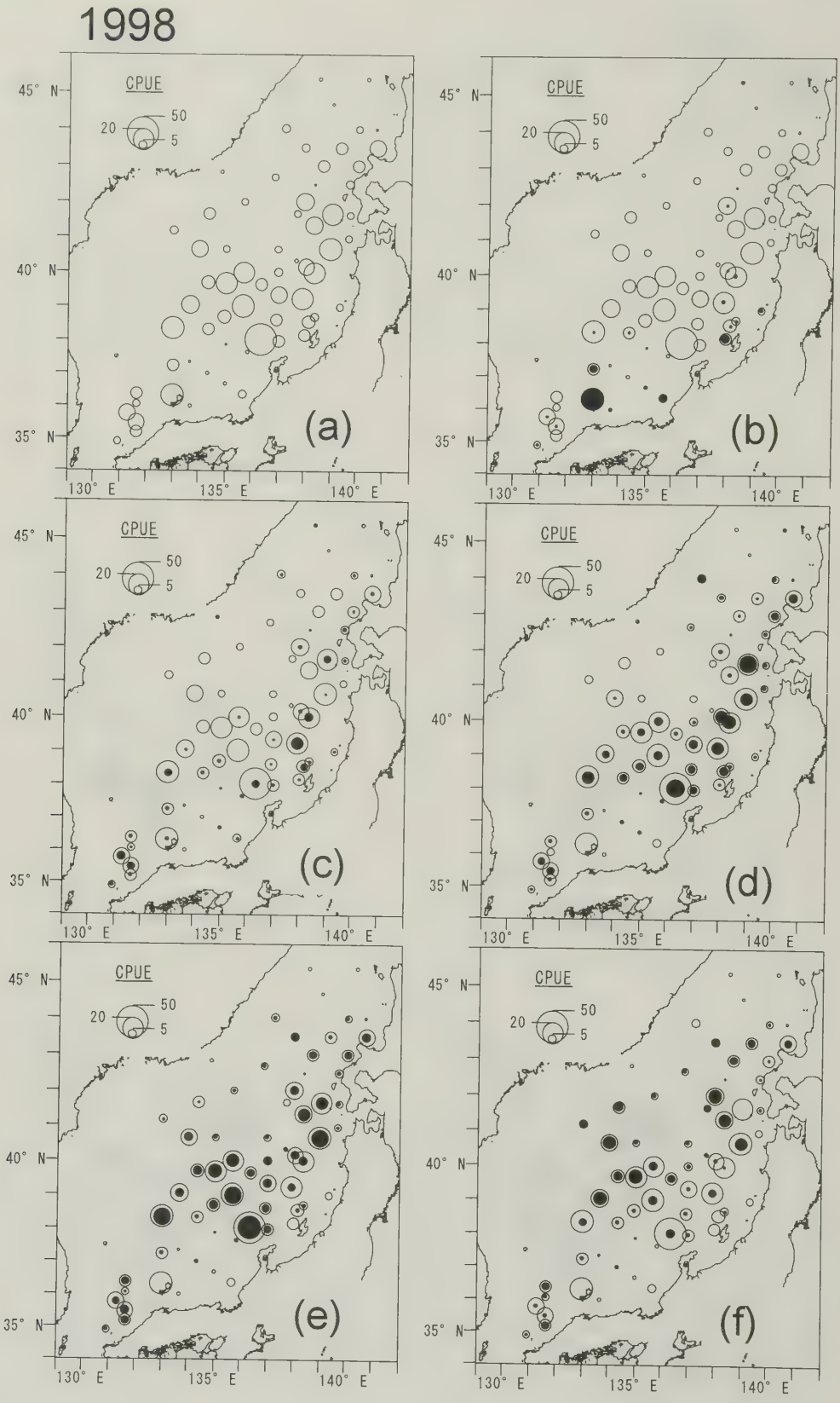
Appendix 1. (continued)



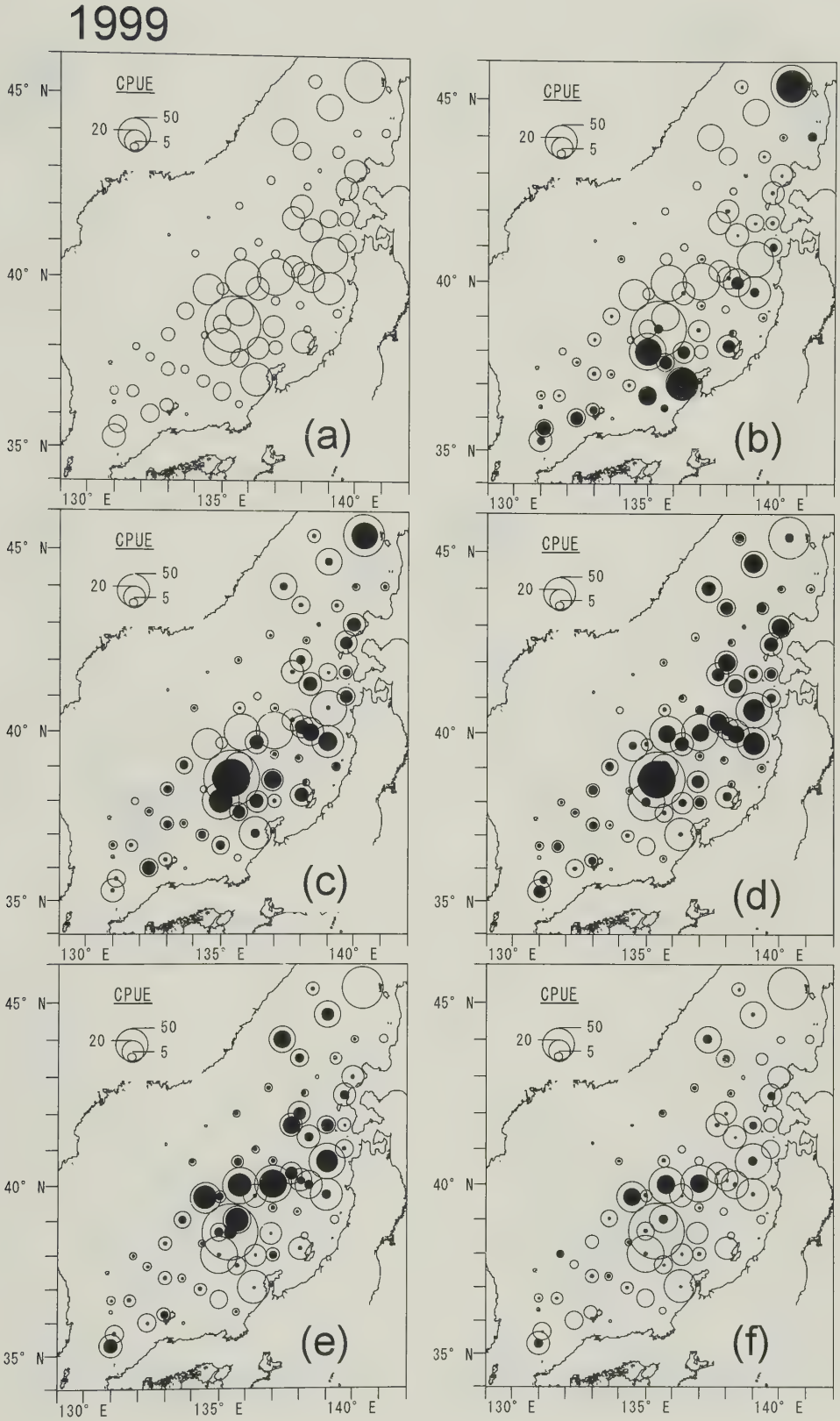
Appendix 1. (continued)



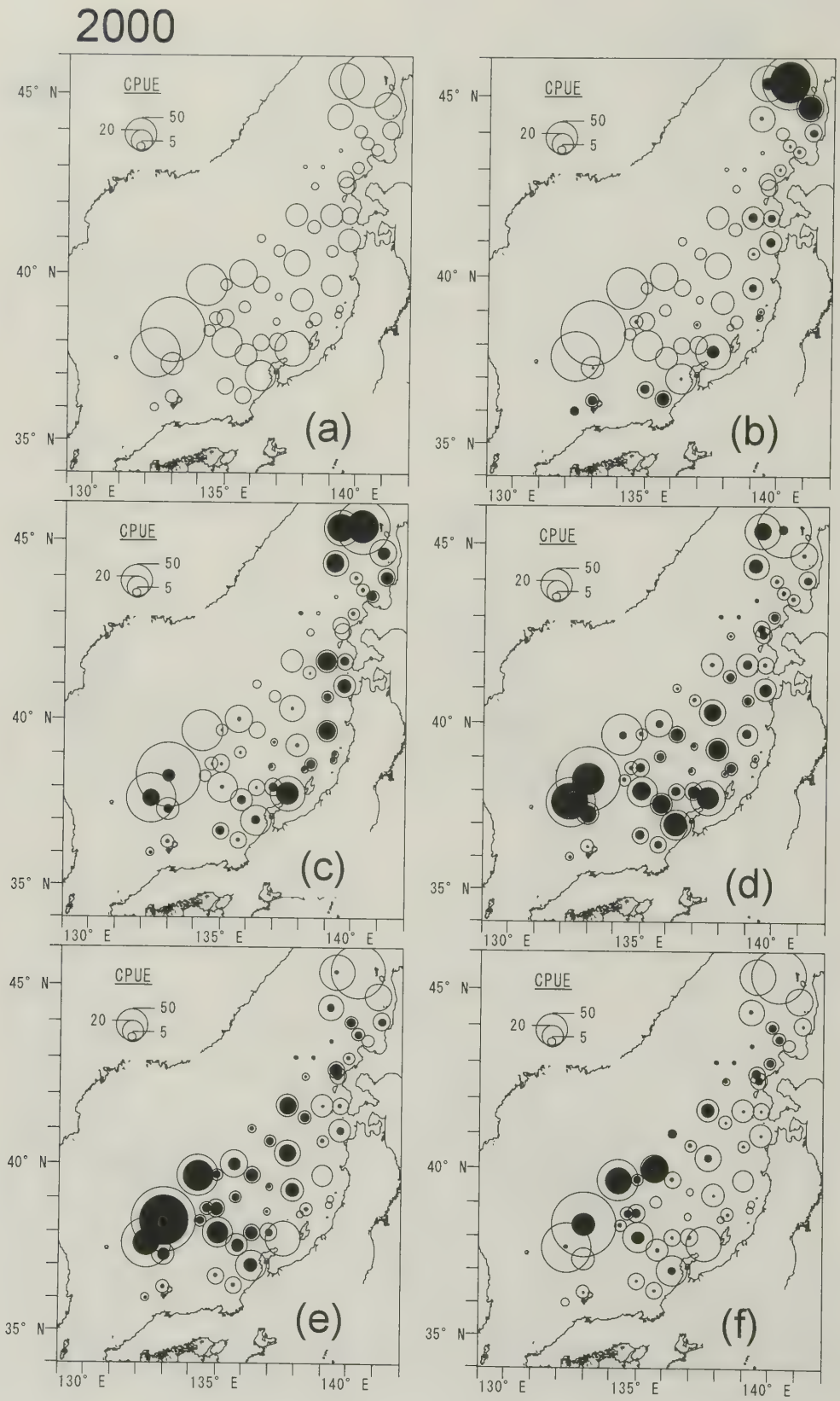
Appendix 1. (continued)



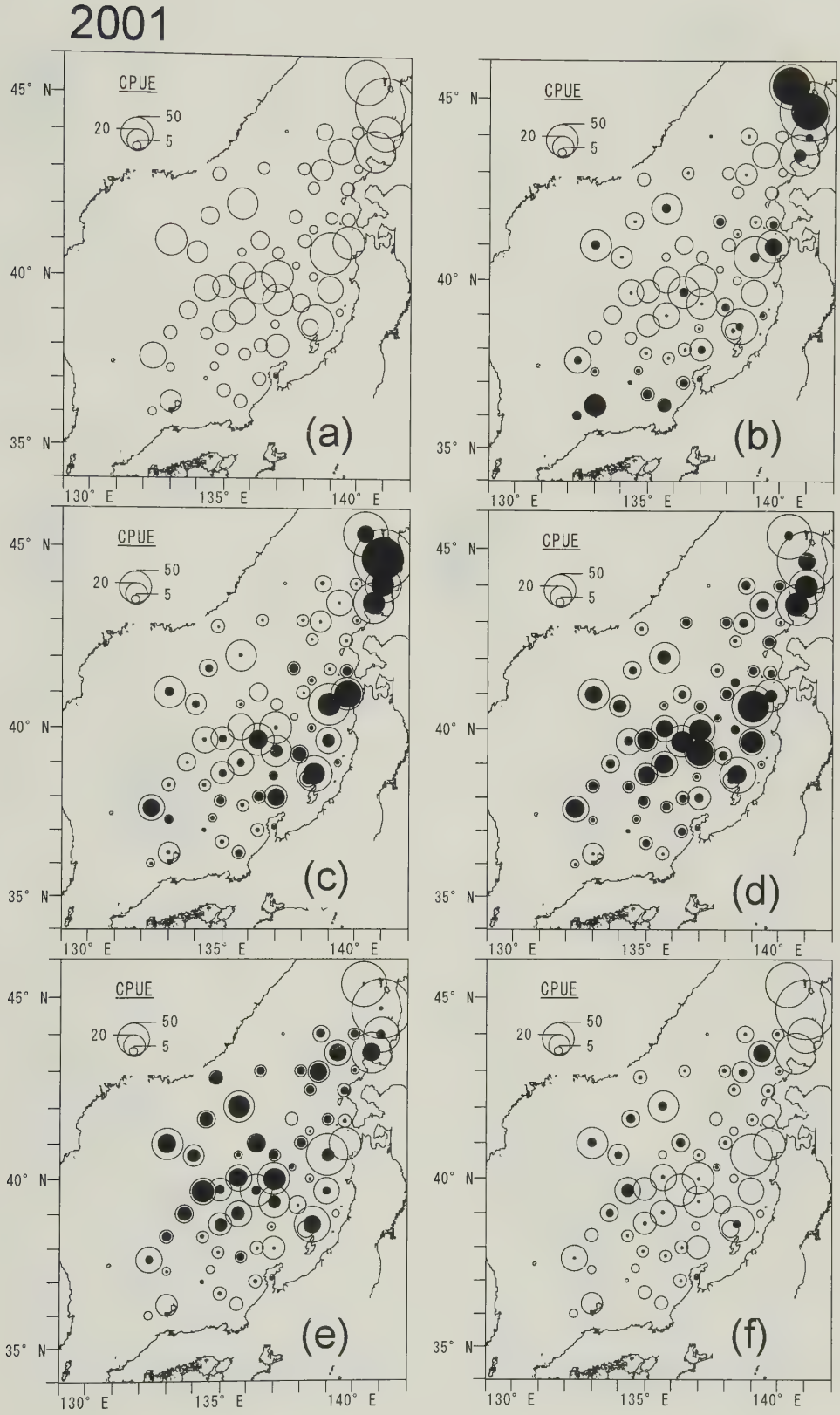
Appendix 1. (continued)



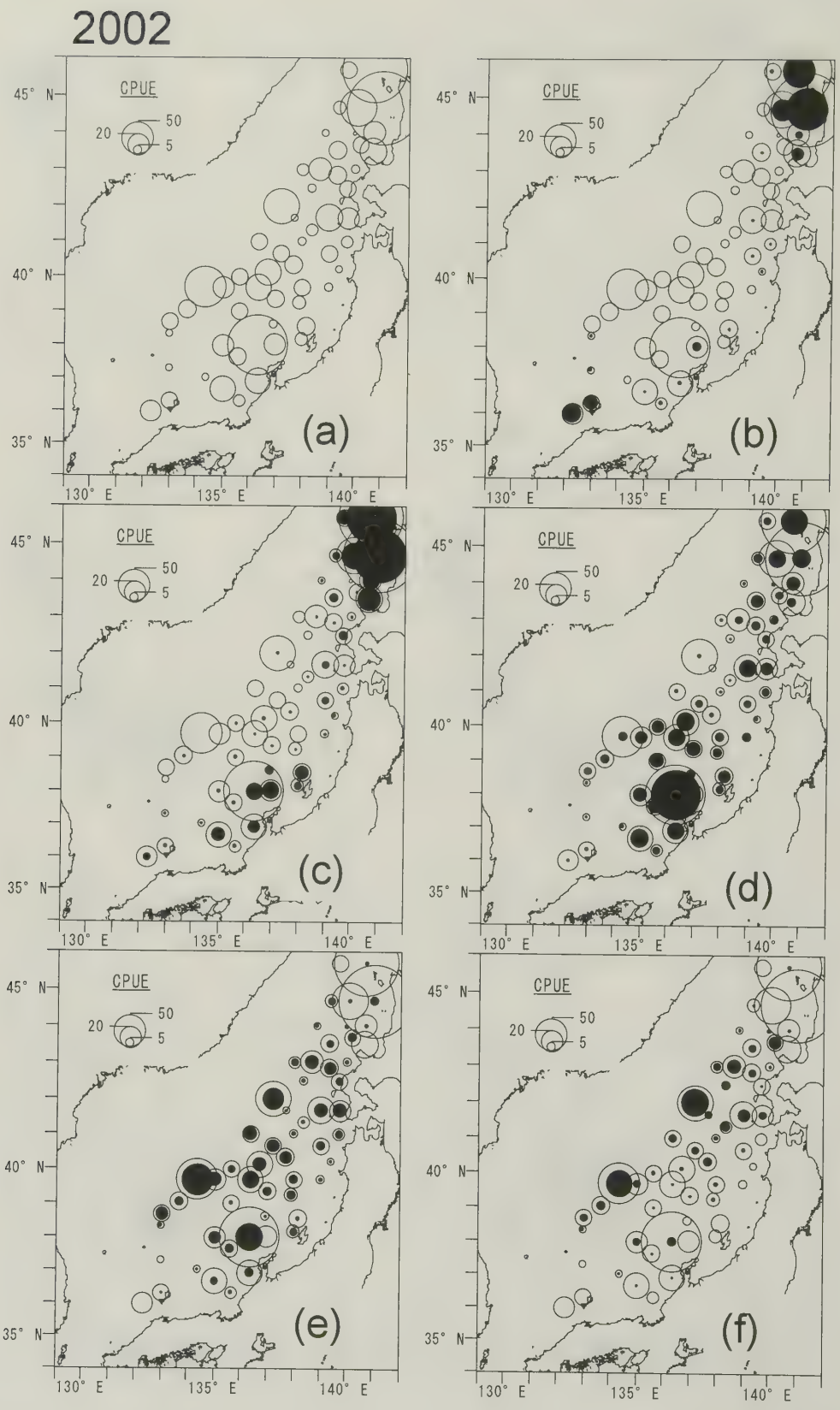
Appendix 1. (continued)



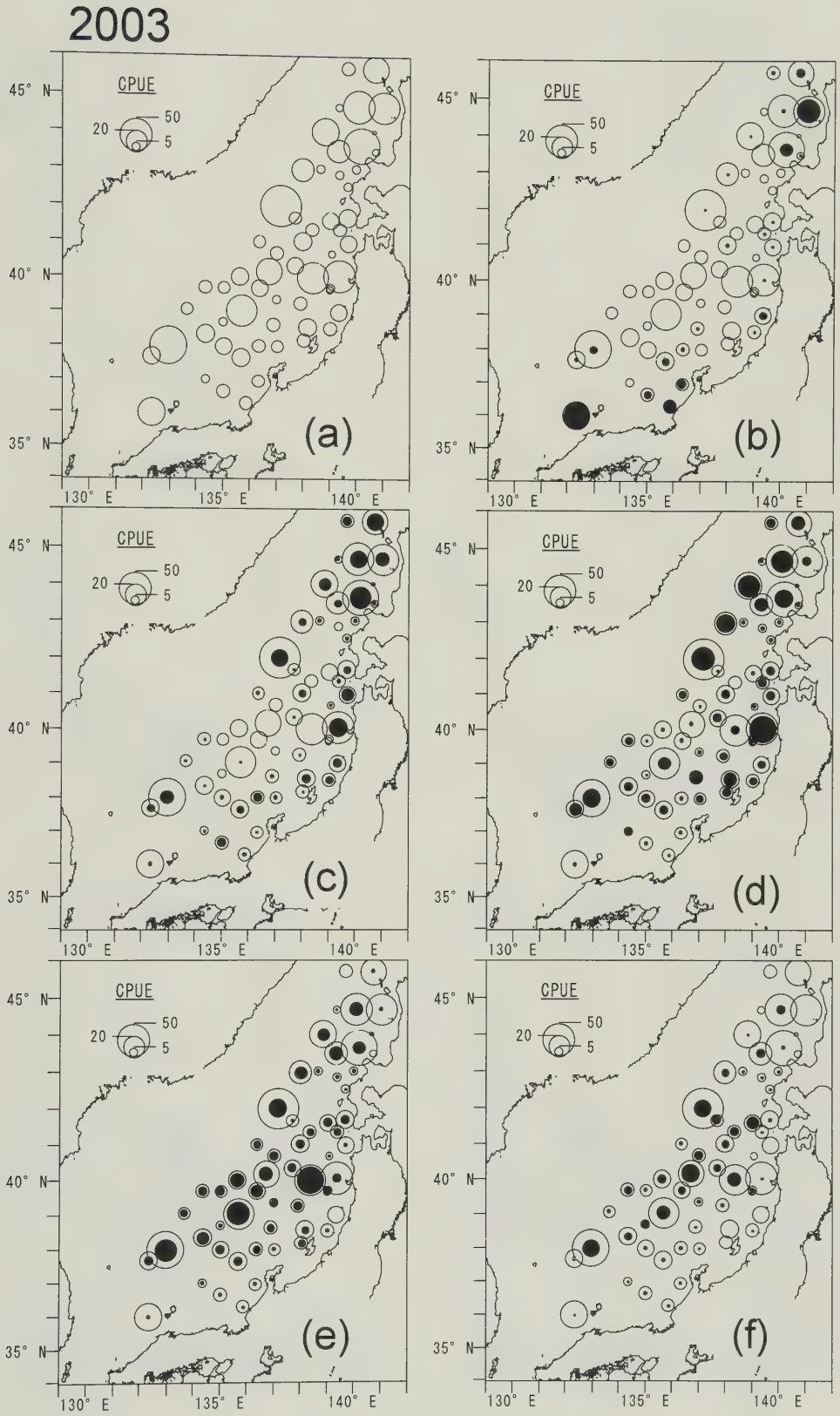
Appendix 1. (continued)



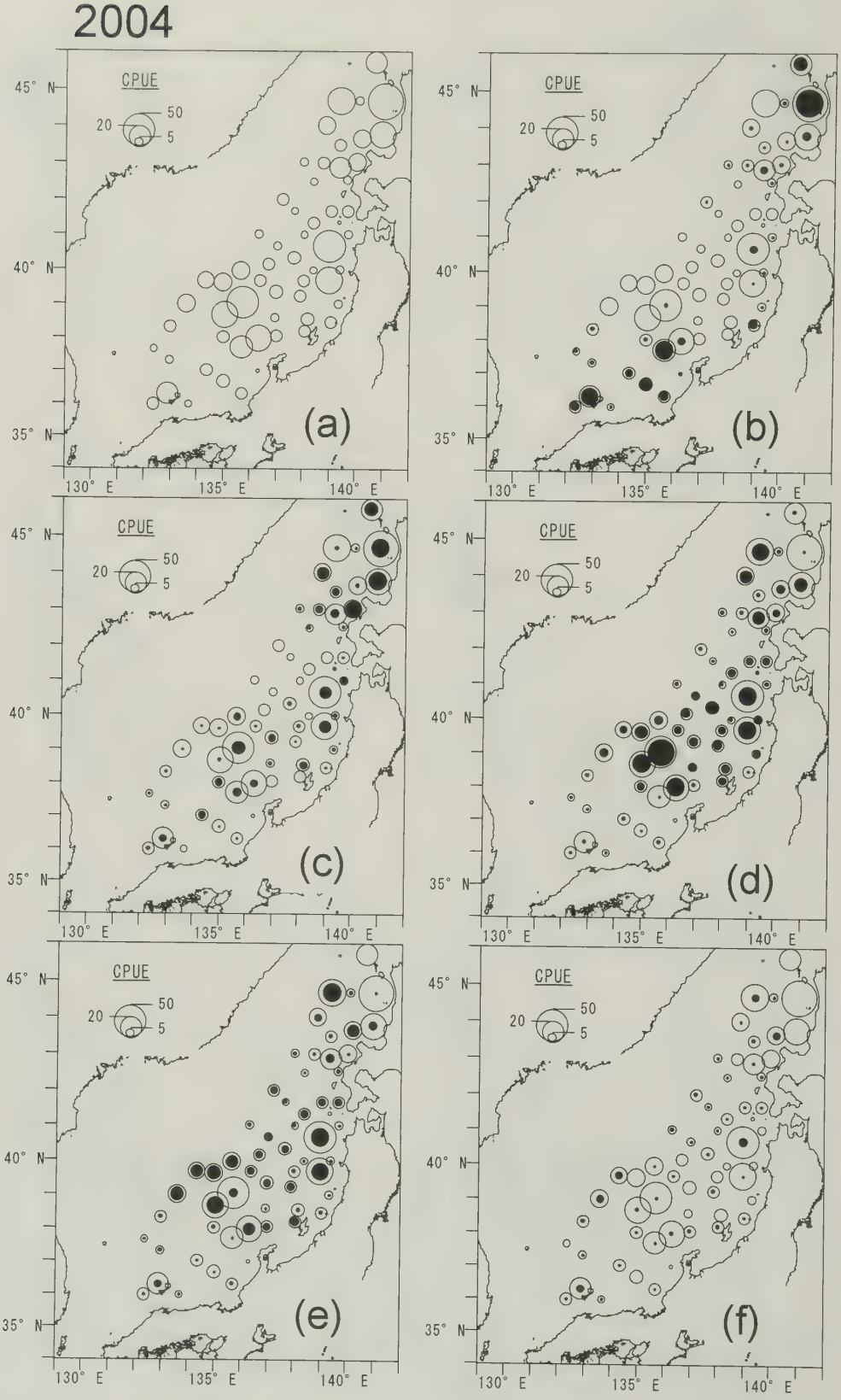
Appendix 1. (continued)



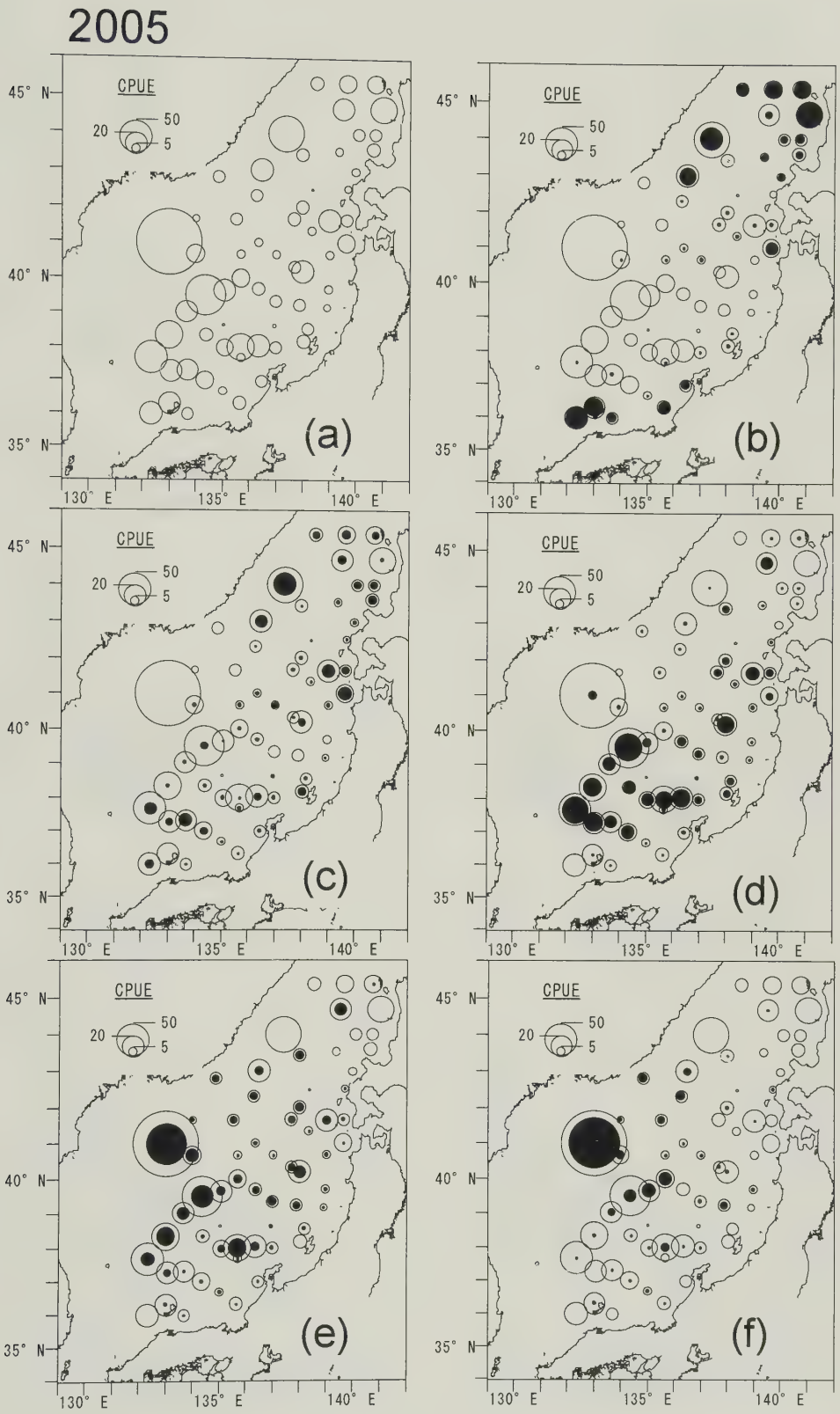
Appendix 1. (continued)



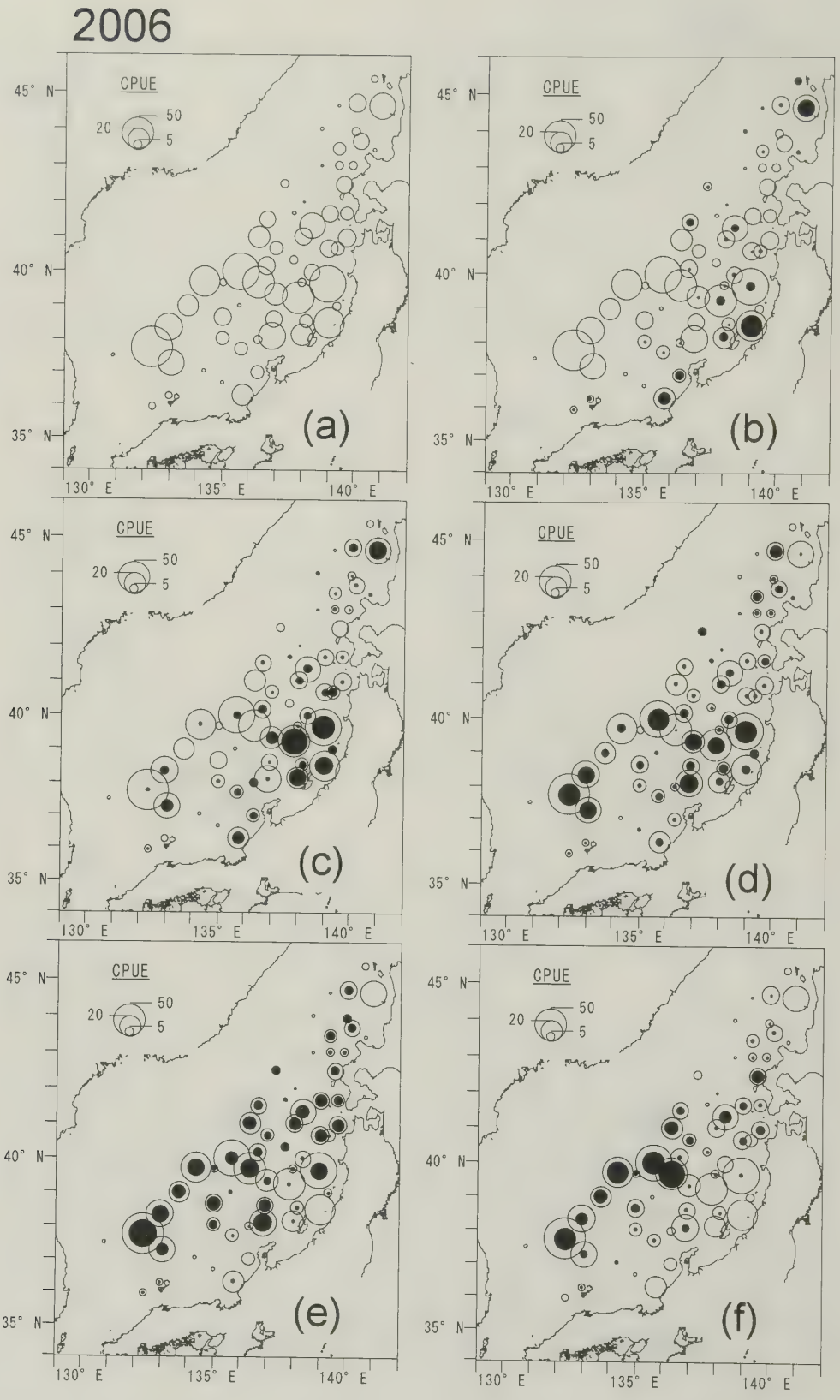
Appendix 1. (continued)



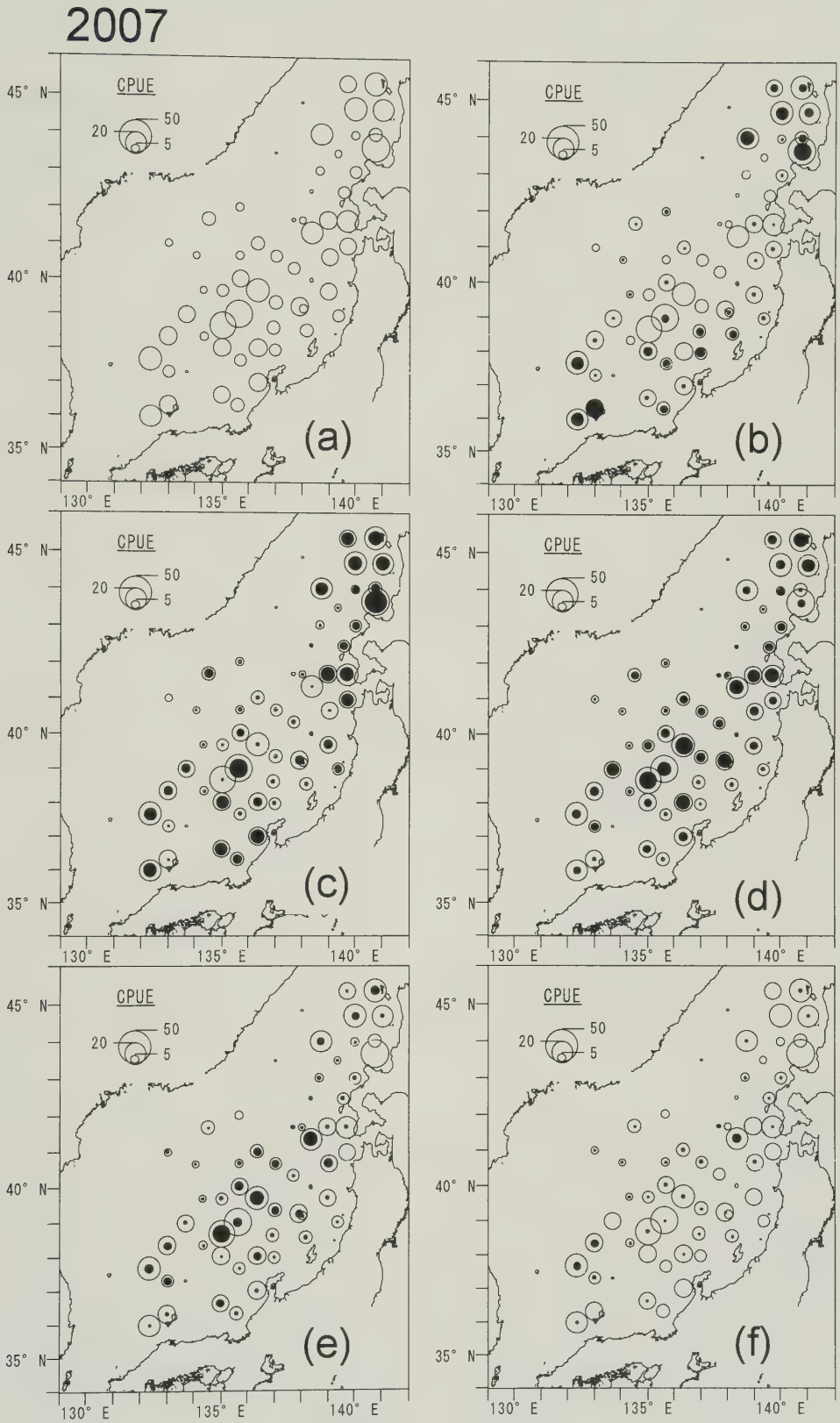
Appendix 1. (continued)



Appendix 1. (continued)



Appendix 1. (continued)



Appendix 1. (continued)

水研センター研報，第27号，191－195，平成21年
Bull. Fish. Res. Agen. No. 27, 191-195, 2009

和文要旨

九州南方での水温前線北上に伴う海況変動と海水交換に関する研究

斉藤　勉（中央水産研究所）

九州南方の黒潮前線周辺域は，マアジの主産卵場である東シナ海から，仔稚魚が太平洋側沿岸域へ海流により輸送される際の通過点となる。本研究においては，その仔稚魚輸送という観点から，九州南方での水温・流速変動と海水交換に着目した。

この海域において20日程度の周期で起こる現象として，鹿児島－名瀬間のフェリー航路周辺において20日程度の周期で水温前線が北上することが知られている。また，暖水舌の形成とその北東方向への移動，中之島の水位の周期的な変動，および大隅海峡における東向流の形成が報告されている。さらに，トカラ海峡西方において高気圧性渦あるいは低気圧性渦に伴う黒潮北縁部の蛇行が交互に発達することが報告されている。これらの現象は相互に関連して起こっていると考えられるが，これまでは，個々の現象についての主として表層に関する断片的な描像しか得られていなかった。

そこで本研究では，九州南方での水温前線の北上に伴う水温・流速場の変動を，はじめて三次元的かつ時間発展的に記述することを試みた。フェリー航路周辺の82測点（15 km 間隔で格子状に配置）において，海面から海底付近までの CTD/LADCP 観測を2000～2003年に計６回実施した。いずれの観測時にも20日程度の周期で水温前線の北上が起こっていた。水温・流速場の変動を時間発展的に追うために，それらの結果をフェリー航路上での水温前線の南北位置を指標として並べ替えた。並替えで得られた水温・流速場のデータセットは，これまでに得られている表層の断片的な描像と整合的であった。

並べ替えられた水温・流速場のデータセットから，水温前線の北上に伴う水温・流速変動の実体は以下のとおりであることが分かった。黒潮北縁部の蛇行の峰が西から東に移動して，屋久島の西方に近づくのに伴い，水温前線は屋久島近くまで北上する。黒潮北縁部の蛇行の峰がさらに屋久島に近づくと，蛇行の峰の北側に高気圧性渦が発生し，暖水域が形成される。この高気圧性渦は薩摩半島南方の大陸棚斜面上で発達し，蛇行の峰から北西方向に伸びる暖水舌が形成される。この暖水舌（高気圧性渦）は300 m 深に及ぶ構造をもち，高気圧性の黒潮前線渦と考えられる。この黒潮前線渦（暖水舌）が北東方向に移動するのに伴い，フェリー航路付近での水温前線は屋久島から佐多岬まで北上する。黒潮前線渦は最終的に薩摩半島近くまで達して消滅する。その間に，黒潮北縁部の蛇行の峰は屋久島の南まで移動する。また，この高気圧性渦に伴い，その西・南西側に低気圧性渦が，また大隅海峡に100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流が形成される。なお，上記の黒潮北縁部の蛇行の峰の西から東への移動に伴い，中之島の水位は前半上昇し後半下降する。このように，九州南方での水温前線の北上は，薩摩半島南方の大陸棚斜面上に形成された高気圧性の黒潮前線渦（暖水舌）が，北東方向に移動して消滅する過程の一側面であることが分かった。

また，大隅海峡に100 cm/sec 以上の流速をもつ東向流が形成されていたときの CTD/LADCP 観測データを使用して九州南方の水塊分布を調べた結果，この東向流が東シナ海系水を九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域へ輸送していることが分かった。また，大隅海況に東向流が形成されているときに曳航式 ADCP により測定した九州南方の種子島・屋久島周辺の大陸棚上を通過する流量は，対馬暖流の流量と同程度であった。水温前線が屋久島から佐多岬まで北上する過程に見られた大隅海峡の東向流の強化が，当海域における20日程度の周期での流速変動の一部であるとすると，この流速変動に伴って，九州南西方の沿岸域から太平洋沿岸域への東シナ海系水の輸送が増加し，その強弱が，東シナ海を主産卵場とするマアジの仔稚魚の太平洋側への輸送量に影響を及ぼすことが考えられる。

No.27，1－41（2009）

海氷が根室海峡の海洋構造と植物プランクトン現存量に与える影響に関する研究

清水幾太郎（中央水産研究所）

北海道東部のオホーツク沿岸域と根室海峡は，周辺河川からのふ化放流サケ稚魚の成育場として重要な海域であり，秋季に母川に回帰する成熟サケマス類が沿岸に来遊する。これらの海域では毎年，冬季にオホーツク海北部で生成された海氷が接岸し，春季の海氷退行期に植物プランクトンの増殖が起きる。植物プランクトンの春季増殖は，海洋生活初期のサケ稚魚の成長を支える餌料としての動物プランクトンの生産を導くために重要と考えられる。しかし，海氷が北海道沿岸域の低次生産に与える影響に関する知見はベーリング海や北極海の研究に比べて極めて少ない。沿岸海域の生物生産機構を考慮したサケ資源の生産管理戦略を構築するという究極の目標に向け，本研究では，海氷が根室海峡の海洋構造と植物プランクトン生産へ与え

る影響を明らかにすることを目的とした。さらに，本研究結果をベーリング海の海氷―低次生産関係と比較し，ベーリング海との共通点と根室海峡の特異点を考察した

根室海峡北部の羅臼沖を定線として，1998年から2002年の冬季から夏季にかけて水温・塩分を測定し，栄養塩類（硝酸態窒素，リン酸塩，ケイ酸塩）およびクロロフィルａ量を各層採水試料から分析した。分析結果と既知の水塊指標を比較した結果，海氷下の水柱は栄養塩の豊富な水塊で覆われていることが明らかになった。栄養塩組成（N：P=11.2，Si：P=23，モル比）から判断して，海氷下の水塊はオホーツク中冷水起源と考えられた。さらに東サハリン海流は初冬にその勢力が増大しオホーツク沿岸域に接岸することから判断して，オホーツク中冷水起源の水は根室海峡に海氷が接岸するよりも早い時期に流入すると考えられた。一方，高塩分で貧栄養の宗谷暖流水が夏季に根室海峡に流入することによって水塊交代が起きることも明らかになった。これらの結果から，根室海峡におけるサケ稚魚の成育期間は海氷退行後から宗谷暖流水が流入するまでと考えられた。

羅臼沖定線における海氷の退行と植物プランクトンの増殖との関係を明らかにするため1998年に観測を行った結果，３月下旬に海氷が退行し４月中旬に植物プランクトンの大増殖が確認された。2002年では海氷退行直後の４月上旬にベーリング海と同様に ice-edge bloom が起こり，続いて海氷が消失した４月下旬に open sea bloom が観察された。また窒素が増殖の制限要因になっていることもベーリング海と同様であった。植物プランクトンのサイズ分画から，大増殖期は10μm 以上の大型の植物プランクトンで構成され，時期が進むにつれ２～10μm あるいは2μm 以下の小型の植物プランクトンに遷移することが明らかになった。2001年に根室海峡南部の標津沖水深15 m 層にセジメントトラップを設置し，海氷接岸前の１月から宗谷暖流水流入期の７月にかけて２週間毎に沈降物を採集した。セジメントトラップによって捕集された動物プランクトン個体数は海氷下で徐々に増加し始め植物プランクトンの春季増殖終息後の５月上旬にピークを示し，その後減少傾向が観察された。ピーク時の個体数はカイアシ類が最も多く，続いてヤムシ類，クラゲ類であった。

1998年から2002年の調査期間中に1999年を除いて海氷退行後に植物プランクトンの大増殖が観察された。海氷の退行時期の変動と植物プランクトンの大増殖との関係を明らかにするため，３月下旬に海氷が退行した1998年と海氷の退行時期が４月下旬と遅かった1999年とを比較した。植物プランクトン増殖の引き金は，融氷による臨界深度以浅での混合層の発達と鉛直安定度の増加であり，これは根室海峡においてもベーリング海と同様にスベルドラップモデルで説明できた。1998年と1999年の海氷退行後の有光層内の栄養塩濃度と日数との関係式から，減少した栄養塩濃度を植物プランクトンによる消費量と見なして期待されるクロロフィル濃度の増加を算出した。その結果，計算されたクロロフィルの値は両年とも実測値とほぼ一致したことから，1998年と1999年の相違は有光層内で利用可能な栄養塩量によると推定された。海氷の退行時期が早かった1998年は混合層深度（30 m）が臨界深度（29 m）とほぼ同じであった。一方，植物プランクトンの大増殖が見られなかった1999年では海氷退行期が遅れ，融氷により表層低密度層が発達し混合層深度が極めて浅かった（13 m）ことにより植物プランクトンが利用できた栄養塩量が1998年に比べて少なかったためと説明される。

根室海峡における海氷の退行時期が植物プランクトンの増殖に与える影響に関する本研究結果は，ベーリング海における Hunt ら（2002）の「海氷の退行時期が遅い年は海氷退行後の早期に植物プランクトンの生産が高まる」という仮説と一致しなかった。根室海峡とベーリング海における海氷退行時期と植物プランクトン増殖との関係の相違は，同時期における両海域の海氷を融解させる日々の日射量の違いによって生ずると考えられた。北半球においてベーリング海は根室海峡よりも高緯度に位置しているため，冬季の日々の日射量は根室海峡よりも少ない。したがって，ベーリング海では海氷の早い時期の退行は融氷が鉛直安定度の増加に寄与せず，日射量が増加する遅い時期の退行によってのみ混合層が形成され植物プランクトンの増殖が促進されると考えられた。一方，根室海峡では海氷の早い時期の退行に伴う融氷によって鉛直安定度が増加するが，遅い時期の退行では日射量の増加が急激な融氷を引き起こし，混合層が浅くなり栄養塩利用が制限される結果，植物プランクトン増殖の規模も小さくなる。

北海道のオホーツク沿岸の漁業に与える海氷の影響について長期間の統計データを分析した結果，海氷積算密接度と漁業生産量との関係について，スケトウダラとカレイ類では正の相関，ホタテガイとホッケでは負の相関がみられた。サケとカラフトマスではオホーツク沿岸への回帰率に与える海氷の影響について，サケ，カラフトマスとも海氷積算密接度の減少にともない回帰率は増加した。特にサケでは沿岸域から海氷が完全に退行した後に稚魚が放流された年級群ほど回帰

率が増加した。一方，1980年代に放流された年級群は回帰率が低かった。無給餌放流から給餌飼育放流への移行期間であった1980年代はサケ稚魚の放流開始日が早かったのに対して，海氷の積算密接度が増加傾向にあった年代であり，沿岸域での海洋生活初期に海氷の影響を受けたことが示唆された。1990年代以降のサケの高回帰率は給餌飼育がもたらした効果と考えられるが，回帰率の年変動には現在未解明の要因が影響していると考えられる。

ふ化放流サケ稚魚の回帰率向上の視点から，本研究成果を基盤として，海氷の勢力と放流直後の稚魚の生残に直接関わる餌料環境との関係，特に海氷退行期の餌料動物プランクトンの変動を詳細に評価することが将来必要である。また，沿岸域からオホーツク海へ回遊する海洋生活初期のサケ幼魚の生残に影響を与える餌料環境についてはオホーツク海における動物プランクトンの生産サイクルを解明することも今後重要となる。

No.27，43-94（2009）

気候変化に対するスルメイカの日本海での分布回遊と資源量変動に関する研究

木所英昭（日本海区水産研究所）

本研究では，日本海を対象として，CRSによってスルメイカの資源構造（主に発生時期組成），分布回遊特性，および資源量がどのように変化するかを明らかにし，資源変動過程を検討するとともに，資源動向の予測および資源管理方策の検討に資することを目的とした。特に，1988年と1989年の境に起きたCRS（88/89CRS）によって資源が回復した1980年代から1990年代の分布回遊，産卵時期および資源量の変化に注目して検討した。なお，スルメイカの資源構造は季節別発生群が想定されているが，資源管理単位としての具体的な区分基準は曖昧である。そこで，CRSによる資源管理方策および資源構造の変化を明らかにする前に，日本海を中心にスルメイカの資源構造の再整理も行った。

1993年～1996年の6月下旬から7月上旬に，沖合，沿岸および道北で採集したスルメイカを試料に用い，平衡石による日齢査定手法を用いてふ化後の日数および発生時期を推定した。資料に用いた個体の外套背長は，沖合では主に200 mm～250 mm（平均222.5 mm）であった。沿岸では沖合よりも小さく，主に180 mm～220 mm（平均197.8 mm）であった。道北ではさらに小さく，主に160 mm～190 mm（平均174.2 mm）であった。沖合と沿岸では，ふ化後210～260日，11月中旬をピークに10月下旬から12月上旬に生まれた個体が多かった。道北では，ふ化後180日～220日，12月中旬をピークに11月下旬から12月下旬に生まれた個体が多かった。

ふ化後の日数と外套背長から成長率を計算すると，沿岸は平均0.86（mm/d），道北は平均0.85（mm/d）であり，有意な差はなかった。しかし，沖合は平均0.96（mm/d）であり，沿岸と道北とは有意な差が認められた。海域間で成長率に差が生じた要因として，分布海域における水温構造および餌生物の分布密度の違いが想定された。成熟との関係では，雄ではふ化後210日を越えるとTSIが0.5％を超える個体が多くなり，240日以降では2.0％を越え，成熟する個体もあった。雌は，ほとんどの個体のGSIが低く，ふ化後の日数との関係は検討が困難であった。ただし沿岸では，ふ化後280日以降にGSIが9％に達し，成熟した個体もあった。

1992年～2005年の6月下旬～7月上旬に実施した標識放流調査を用いて日本海の沖合，沿岸，道北の各海域に分布する群の移動および交流状況を調べた。沿岸および沖合で放流したスルメイカは，主に7月～8月に再捕されたが，放流海域付近で再捕された個体が多く，海域間の交流はほとんどなかった。10月には産卵場である山陰から対馬海峡付近で再捕された。道北で放流した個体は，7月～8月は再捕数が少なかったが，9月に道北で再捕数が多くなり，10月以降に産卵場に南下した。

平衡石による日齢査定結果，および標識放流調査結果をもとにすると，日本海では海域によって発生時期や成長が異なる複数の群が分布しており，これまで想定されてきた季節別発生群よりも発生時期や分布海域を用いて資源構造を区分することができた。過去の資源評価において，日本海の沿岸は冬生まれ群，沖合は秋生まれ群として系群区分されたこともあったが，この区分方法は適当でないと判断された。

日本海において，分布域や発生時期が異なるスルメイカ各群のCRSに対する応答を明らかにするために，88/89CRSを境とした分布状況（外套背長範囲別の分布状況）の変化を調査船による試験操業結果を整理して調べた。その結果，12月に生まれたと推定される外套背長19 cm未満のスルメイカは，道北海域を中心に増加した。外套背長19 cm以上21 cm以下のスルメイカは，津軽海峡西および北緯40度以南の対馬暖流域で増加した。10月～11月に生まれたと推定される外套背長21 cm以上のスルメイカは，温暖期には北緯40度，東経134度の海域で多く分布していた。

調査船調査結果から資源量指数（各外套背長範囲別に算出）を算出し，資源量の経年変化を調べるとともに，CRSによる資源構造の変化を調べた。日本海におけるスルメイカの資源量は，1980年代前半は減少傾向にあり，1980年代後半以降に増加した。しかし，外套背長範囲によって資源量指数の変化傾向はやや異なっていた。外套背長が21 cm以下では1990年以降に増加したが，外套背長が21 cm以上では1987年以降に増加した。外套背長21 cm以下では，88/89CRSを境に資源量指数の平均値に有意差が認められたが，外套背長階級が21 cm以上では有意差は認められず，明瞭な資源量水準の増加は検出されなかった。

各外套背長階級範囲の個体が全体に占める割合もCRSによって変化した。88/89CRS以前は，外套背長が19 cm未満の個体の割合は，概ね20％以下であった。しかし，1990年以降は，概ね30～40％に増加した。外套背長21 cm以上の割合は，88/89CRS以前の1980年代は，概ね50％前後であったが，88/89CRS以降は減少し，概ね30％～40％となった。88/89CRS以前の1980年代は外套背長21 cm以上の大型の個体の占める割合が高かったのに対し，1990年代以降は大型の個体の占める割合が低下し，外套背長19 cm未満の小型の個体の占める割合が増加した。

1984年～1991年の7月下旬～9月上旬に日本海沖合で実施した標識放流調査結果を用いて，CRSによるスルメイカの産卵回遊経路の変化を調べた。8月には，どの年も魚群の大きな移動は見られなかった。9月には，88/89CRS前の1984年～1988年は，日本海沖合に加え，兵庫県を中心とした山陰沿岸でも多く再捕された。しかし，CRS以降の1989年～1991年は日本海沖合で多く再捕されたものの，山陰沿岸では再捕されなかった。10月は再捕報告数が大きく減少したが，1984年～1988年は山陰沿岸の暖水域での再捕数の割合が高かった。一方，1989年～1991年では，日本海沖合に加え，10月には山陰沿岸域でも再捕された。しかし，1984年～1988年と異なり，兵庫県沿岸に再捕報告が集中しなかった。

標識放流個体の再捕位置の旬別の平均緯度を用いて，CRSによる沖合からの南下時期の変化を調べた。8月下旬は88/89年のCRSを境とした差は見られなかった。しかし，9月上旬（$p<0.05$）および9月中旬から10月上旬（$p<0.01$）では再捕位置の平均緯度に差が認められた。しかし，10月中旬および下旬では，1989年以降の平均緯度も低下し，再び有意差が認められなくなった。以上のように，88/89CRSを境に，9月～10月中旬におけるスルメイカの再捕緯度が異なっており，沖合から産卵場へ南下する時期が異なることが示された。

日本海のスルメイカの産卵場の形成位置は，資源水準によって拡大，縮小したことが観察されている。産卵場の変化は，日本海におけるスルメイカの回遊経路の変化と同調しており，スルメイカの産卵場の変化には，水温の直接的な影響ばかりでなく，産卵回遊経路の変化が深く関係していると考えられた。

日本海において10月～12月に生まれた群（秋季発生系群）を対象として1979年以降の資源量を推定した。また，CRSによって再生産関係が変化することを想定して最大持続生産量（MSY）の推定，およびCRSによる変化を検討した。資源量は，1980年代は主に20億個体（50万トン）前後，1990年代の平均資源個体数は38.8億個体（108.7万トン），2000年前後には主に60～70億個体（150万～200万トン）と推定された。

Beverton-Holt型の再生産関係にあてはめて推定すると，寒冷期の持続生産量は，資源量が16.71億尾の時に最大値（16.85万トン），温暖期では資源量が40.11億尾の時に最大値（37.74万トン）になると推定された。つまり，持続生産量はCRSによって変化し，温暖期のMSYは寒冷期のMSYと比較して約2倍と推定された。

日本海におけるスルメイカのCRSに対する応答として，次のようなことが想定された。まず，CRSによって海洋環境が温暖化すると，産卵回遊経路が変化するとともに主な産卵時期と幼生の発生時期は10月～12月に長くなり，その産卵場も対馬海峡まで拡大し，道北域を中心に資源量は増加する。逆に，CRSによって海洋環境が寒冷化すると，産卵回遊経路が変化するとともに主な産卵時期および幼生の発生時期は，10月を中心に山陰沿岸域に縮小し，道北域を中心に資源量は減少する。

太平洋側の冬季発生系群も含めてスルメイカ資源全体のCRSに対する応答については，以下のように考えられた。CRSによって海洋環境が寒冷化すると，太平洋における冬季発生系群が崩壊し，前年の10月に生まれた日本海に分布するスルメイカが中心となる。また，CRSによって海洋環境が温暖化すると，日本海における主発生時期が10月～12月と長くなり，産卵場も対馬海峡まで拡大し，さらに東シナ海にも産卵場が形成される。その結果，太平洋側の冬季発生系群の資源量も大きく増加した。つまり，寒冷期においては，日本海に分布する秋（10～11月）に生まれた群を中心とした資源構造であるが，温暖期においては，日本海と太平洋に分布する秋から冬（10月～3月）に生まれた群を中心とした資源構造に変化する。

カナダイレックスおよびアルゼンチンイレックスの

資源管理の事例から，資源管理によってアカイカ類の資源量を高位に安定して保つことは困難であり，年々の加入量によって資源量および漁獲量は大きく変動する。したがって，日本におけるスルメイカのTAC管理でも，資源管理の限界をあらかじめ認識しておく必要がある。また，スルメイカは年々の加入量に加え，CRSによって平均的な持続生産量が2倍程度変化することが予想される。したがって，適切な努力量管理が実施された場合でも，CRSによる海洋環境の変化によってスルメイカの漁獲量は，年々の加入量の変化に加え，中長期的なスケールでの平均値が2倍程度変化することになる。

スルメイカでは産卵親魚量と翌年の加入量の間には正の相関関係が見られ，過剰な漁獲によって産卵親魚量が適正水準以下に低下すると，CRSによって海洋環境が好転した場合でも，資源が速やかに回復しない危険性を含んでいる。したがって，今後のスルメイカの適切な利用および管理方策を検討する際の要点として，特に太平洋側の冬季発生系群が崩壊すると予想される寒冷期において，日本海のスルメイカに対する漁獲努力を適正水準の範囲内に抑えて利用していく必要がある。

水産総合研究センター研究報告

Bulletin of Fisheries Research Agency

編集委員会

編集委員長　馬場徳寿

編 集 委 員　松尾　豊，武内智行，時村宗春，平井光行，川原重幸，高柳和史，
鈴木満平，北川大二，杜多　哲，野川秀樹，丸山敬悟，廣川純夫

平成21年３月31日　発行

発 行 所　独立行政法人　水産総合研究センター
〒220-6115　神奈川県横浜市西区みなとみらい2-3-3　クィーンズタワーＢ　15階
Fisheries Research Agency
Queen's Tower B 15F, 2-3-3, Minato mirai, Nishi-ku, Yokohama, Kanagawa.
220-6115 Japan
http://www.fra.affrc.go.jp

発 行 者　中前　明

印 刷 所　日昇印刷株式会社

ISSN 1346-9894

BULLETIN OF
FISHERIES RESEARCH AGENCY

No. 27
March 2009

Bull.Fish.Res.Agen.

CONTENTS

Doctoral Thesis
Variation of oceanographic conditions and sea water exchange associated with northward migration of the temperature front south of Kyushu, Japan
Tsutomu Saito 1

Doctoral Thesis
The Effect of Sea Ice on the Oceanographic Structure and Phytoplankton Biomass in the Nemuro Strait, a Nursery Area of Salmon
Ikutaro SHIMIZU 43

Doctoral Thesis
Impact of climatic changes on the distribution, migration pattern and stock abundance of the Japanese common Squid, *Todarodes Pacificus* in the Sea of Japan
Hideaki KIDOKORO 95

Abstracts (JAPANESE) 191